

ION ZĂVOIANU

HIDROLOGIE

Ediția a IV-a

Descrierea CIP a Bibliotecii Naționale a României

ZĂVOIANU, ION

Hidrologie / Ion Zăvoianu. Ediția a IV-a, București,
Editura Fundației *România de Mâine*, 2006

256p., 20,5 cm.

Bibliografie

ISBN (10) 973-725-716-2

(13) 978-973-725-716-1

556

UNIVERSITATEA *SPIRU HARET*

FACULTATEA DE GEOGRAFIE

Prof.univ.dr. **ION ZĂVOIANU**

HIDROLOGIE

Ediția a IV-a

EDITURA FUNDAȚIEI *ROMÂNIA DE MÂINE*
București, 2006

CUPRINS

PREFAȚĂ	9
----------------------	---

I. NOȚIUNI INTRODUCTIVE

<i>Hidrologia ca știință</i>	11
Scurt istoric al dezvoltării hidrologiei	12
<i>Apa ca element al vieții</i>	14
Structura moleculară a apei	14
Caracteristicile fizice și chimice ale apei	15
Importanța apei pentru viață	21
Poluarea resurselor de apă	25
<i>Circuitul și bilanțul apei în natură</i>	26
Factorii de care depinde circuitul apei	27
Ciclul hidrologic	29
Bilanțul apei	34
Resursele de apă dulce ale Terrei	35

II. NOȚIUNI DE HIDROGEOLOGIE

<i>Apele subterane</i>	41
Proprietățile hidrologice ale rocilor	42
<i>Apa în scoarța pământului</i>	47
Formele de apă din roci	47
Zonele de umiditate pe verticală	49
Circulația apelor subterane	52
Metode de determinare a circulației apelor subterane	53
Stratele acvifere	57
Izvoarele	64
Clasificarea izvoarelor	64
Izvoarele minerale	69
Izvoarele radioactive	70
Răspândirea izvoarelor minerale în România	71

III. HIDROLOGIA RÂURILOR (POTAMOLOGIA)

<i>Bazinul hidrografic</i>	74
Elementele morfometrice ale bazinului hidrografic	75
Dispunerea suprafețelor față de axa de drenaj	81
<i>Rețeaua hidrografică</i>	83
Categoriile morfologice generate de scurgerea lichidă	83
Categoriile hidrologice de scurgere a apei	85
Elementele unui curs de apă	87
<i>Configurația planică a rețelei hidrografice</i>	92
Sisteme de clasificare a rețelei de râuri	92
Elementele rețelei hidrografice	95
<i>Văile râurilor</i>	101
Elementele văilor	102
Forma și elementele albiei minore	104
Albia minoră în profil transversal	106
<i>Dinamica și hidrometria fluvială</i>	107
Factorii care determină dinamica fluvială	107
Curenții din albia râurilor	108
<i>Hidrometria râurilor</i>	109
Nivelurile	110
Construcții pentru măsurarea nivelurilor	111
Prelucrarea și reprezentarea grafică a nivelurilor	115
Măsurarea adâncimilor și a vitezelor	117
Măsurarea adâncimilor	117
Determinarea elementelor secțiunii active de scurgere	119
Viteza de curgere	121
Calculul vitezei medii	125
Debitul râurilor	129
Metode de determinare a debitului lichid	129
Debite caracteristice	134
Prelucrarea debitelor de apă	135

<i>Regimul hidrologic al râurilor</i>	138
Factorii care influențează	
surgerea râurilor.....	138
Factorii neclimatici.....	138
Factorii climatici	144
Sursele de alimentare a scurgerii râurilor	151
Sursele de alimentare	
superficială	151
Sursele de alimentare subterană	153
Determinarea ponderii	
surselor de alimentare.....	155
Caracteristicile generale ale	
scurgerii râurilor din România.....	157
Surgerea medie	161
Surgerea maximă	167
Surgerea minimă	172
Tipurile de regim	177
Bilanțul hidrologic.....	180
Surgerea de aluviuni	183
Procesul de eroziune.....	184
Deplasarea aluviunilor.....	186
Instrumente pentru	
recoltarea probelor de	
aluviuni în suspensie	187
Tipuri de măsurători	
de aluviuni în suspensie.....	189
Determinarea turbidității	190
Metode de calcul	
a debitelor de aluviuni	191
Debitele de aluviuni târâte.....	196
Metode de determinare a	
debitelor de aluviuni târâte	198
Surgerea de aluviuni pe râurile din România.....	198
Regimul termic al apei.....	202
Variația temperaturii apelor curgătoare..	203
Fenomenele de îngheț.....	205
Fenomenele de îngheț pe	
râurile din România	210
Chimismul apei râurilor.....	210
Însușirile fizico-chimice ale apelor	215
Clasificarea apelor naturale	
din punct de vedere chimic.....	218
Chimismul apei râurilor	
din România	220

IV. GLACIOLOGIA

Formarea gheții în natură	224
Limita zăpezilor persistente	225
Structura și proprietățile gheții	226
Dinamica ghețarilor	227
Procese de eroziune, transport și acumulare ale ghețarilor	229
Clasificarea ghețarilor	231

V. LIMNOLOGIA

Clasificarea lacurilor după geneza cuvetelor lacustre	236
Lacuri generate de acțiunea factorilor interni	236
Lacuri generate de acțiunea factorilor externi	238
Morfologia și morfometria lacurilor	241
Dinamica apelor din lacuri	242
Bilanțul și regimul hidric al lacurilor	244
Regimul termic al apei lacurilor	245
Regimul de îngheț și dezgheț	247
Însușirile fizico-chimice ale apei lacurilor	248
Sedimentele din lacuri	250
Lacurile din România	251
Lacurile artificiale	253
<i>Bibliografie</i>	254

Apa, ca element al vieții pe Terra, a intrat în preocuparea multor discipline, dar rămâne obiectul de studiu al hidrologiei. Ea este cea care studiază proprietățile generale ale apelor din natură, legile proceselor interne și interdependența cu celelalte componente ale mediului înconjurător.

Până nu demult considerată ca o resursă banală, apa a început să fie apreciată și ca factor indispensabil civilizației și dezvoltării durabile viitoare. Fapt pe deplin justificat, dacă avem în vedere resursele de apă dulce, limitate la 2,53% din totalul resurselor de apă ale planetei și faptul că, chiar dacă acestea au capacitatea de a se regenera, repartiția lor spațială și regimul de scurgere diferă foarte mult de la un loc la altul. Sunt, astfel, pe glob, areale în care apa lipsește și este venerată, sau teritorii unde fiind în exces este nedorită. Cantitatea de apă și regimul ei de variație în timp și în spațiu determină atât peisajele aride și dezolante ale Saharei, cât și jungla amazoniană cu cea mai bogată biodiversitate de pe Terra. Apa, generator de viață, civilizație și prosperitate este, în același timp, și un purtător de germeni patogeni, provocând multe molime în istoria omenirii.

Prezentul curs își propune a realiza o primă inițiere a studenților în problemele hidrologiei generale, urmărind o succesiune logică de la simplu la complex și de la particular la general în studierea resurselor de apă dulce.

După o serie de noțiuni introductive, necesare familiarizării cu apa ca obiect de studiu, cu proprietățile ei fizice și chimice și cu mecanismul de regenerare, se ajunge la evaluarea globală a resurselor planetei, cu evidențierea resurselor de apă dulce, care pot fi folosite. Se prezintă succint apa din scoarța pământului, dinamica ei în stratele acvifere, metodele de evaluare a bogăției acestora și apariția la zi sub forma izvoarelor.

O atenție deosebită se acordă râurilor, ca artere prin care circulă „sângele pământului”, pornind de la bazinul hidrografic la categoriile morfologice și hidrologice de scurgere a apelor, cu caracteristicile lor morfometrice, de la râu în ansamblu la albia lui minoră. Hidrometria râurilor are la bază metodologia elaborată în cadrul Institutului Național de Hidrologie și Gospodărirea Apelor atât pentru determinarea debitelor de apă, cât și a celor de aluviuni în suspensie,

ca indicator al stării de degradare a terenurilor. Se au, apoi, în vedere caracteristicile scurgerii râurilor, sursele de alimentare, tipurile de regim, termica și chimismul, de fiecare dată punându-se accentul, în primul rând, pe situația existentă în România.

În partea a doua a lucrării se dau informații privind lacurile ca rezervoare acvatice cu proprietăți și caracteristici distincte, ca și asupra ghețarilor în care sunt stocate 68,7% din resursele de apă dulce ale planetei.

Față de ediția anterioară, deși păstrează aceeași structură, cursul a fost redus ca urmare a renunțării la o serie de noțiuni, formule și figuri cu caracter prea elevat față de necesitățile de pregătire a studenților geografi.

Prin modul de structurare, prezentul curs se adresează, în primul rând, studenților de la facultățile de geografie, care nu pot realiza o bună cunoaștere a mediului înconjurător, fără cunoștințe de hidrologie, apa fiind implicată nu numai în geneza peisajelor, dar și în existența, dinamica și evoluția acestora. Lucrarea poate, de asemenea, interesa cadrele didactice din învățământul preuniversitar și universitar și pe toți cei preocupați de studierea apei ca element esențial al existenței vieții pe Terra, ca factor al civilizației, progresului și al dezvoltării durabile viitoare.

Autorul

I. NOȚIUNI INTRODUCTIVE

HIDROLOGIA CA ȘTIINȚĂ

Etimologic, prin hidrologie se înțelege știința apei. Termenul derivă din cuvintele grecești *hydros* - apă - și *logos* - știință. Ea se ocupă cu manifestările apei de la suprafața uscatului, verigă importantă a ciclului hidrologic. Ca disciplină a apelor, i s-au dat mai multe definiții, care, deși nu diferă semnificativ, se impune a fi cunoscute.

-*Hidrologia* este știința care studiază proprietățile generale ale apelor din natură, ale unităților acvatice (oceane, mări, râuri, mlaștini, lacuri și ghețari), legile generale care dirijează atât procesele din hidrosferă, cât și influența reciprocă dintre hidrosferă, atmosferă, litosferă și biosferă (Davîdov, 1953).

-*Hidrologia* este știința apelor pământului, a formării, distribuției și circulației, a proprietăților lor fizice și chimice și a interacțiunilor lor cu mediul, inclusiv cu ființele vii (Chow, 1964).

-*Hidrologia* este știința care studiază geneza și regimul apelor de la suprafața pământului (STAS 5032 - 55).

-*Hidrologia* este știința care se ocupă cu studiul apelor de suprafață și de sub suprafața a Pământului: cu formarea, circulația și distribuția lor în timp și spațiu, cu proprietățile lor fizice, chimice și biologice, precum și cu interacțiunea lor cu mediul, inclusiv relația cu lumea vie (Intenațional Glossary of Hydrology, 1992, UNESCO, OMM).

După obiectele acvatice pe care le studiază, hidrologia generală a fost divizată în trei ramuri:

1. *Oceanologia* este știința care studiază, oceanele și mările.

2. *Hidrogeologia* se ocupă de studiul apelor subterane.

3. *Hidrologia uscatului* studiază apele uscatului continental și care, la rândul ei, pe măsură ce cunoștințele s-au dezvoltat și s-au aprofundat, s-a divizat în:

Potamologie sau hidrologia râurilor (în limba greacă *potamos*-râu), care studiază apele curgătoare continentale.

Limnologie (limnos - lac) sau hidrologia lacurilor.

Telmatologie sau știința care se ocupă cu studiul formării, cu caracteristicile și proprietățile hidrologice ale mlaștinilor.

Glaciologie care studiază ghețarii și zăpezile, din punct de vedere hidrologic.

În ansamblul hidrologiei, se disting două discipline importante, cu ajutorul cărora se obține volumul informațional absolut necesar.

Hidrografia care se ocupă cu descrierea generală a obiectelor acvatice, cu caracterizarea lor, din punct de vedere calitativ și cantitativ, cu reliefarea dimensiunilor, a condițiilor locale specifice etc.

Hidrometria reprezintă un ansamblu de metode și mijloace folosite pentru obținerea datelor necesare caracterizării regimului hidrologic și pentru prelucrarea informațiilor.

Scurt istoric al dezvoltării hidrologiei

Primele cunoștințe de hidrologie le întâlnim la Aristotel (384 – 322 î. Hr.), care în tratatul său *Meteorologica* recunoaște procesul de evaporare și de condensare. Filosofii Greciei antice au emis două teorii asupra ciclului hidrologic. Prima, admitea că apa de mare este condusă prin canale subterane în munți, unde este purificată și apoi trece în izvoare. Cea de a doua afirma că în peșterile întunecoase și reci din munți, atmosfera subterană și chiar pământul sunt schimbate într-o mixtură care formează izvoarele.

O înțelegere mai apropiată de realitate o întâlnim la filosoful roman Lucrețius (99-55 î. Hr.), care afirma că apa se evaporă din mare, de pe pământ și se întoarce înapoi sub formă de ploaie. Corect înțelegea fenomenul și Marcus Vitruvius (sec. I î. Hr.) care, în lucrarea lui *De Architectura*, în 10 volume, explica faptul că munții primesc o mare cantitate de ploaie și zăpadă care pătrunde prin roci spre poalele munților unde apare sub formă de izvoare. Julius Frontinus (97 d. Hr.) în cele două cărți publicate dovedește că, deși romanii acordau o mare valoare apei prin construirea remarcabilelor apeducte, metodele de estimare a scurgerii se bazau pe suprafața secțiunii și pe o vagă cunoaștere a vitezei.

După gânditorii antichității, timp de peste un mileniu, știința, cunoașterea și gândirea umană nu au mai înregistrat nici un progres semnificativ. O corectă înțelegere a ciclului hidrologic apare de-abia la marele pictor, sculptor, arhitect, om de știință și gânditor al Renașterii italiene, Leonardo da Vinci (1452 – 1519). Concepția lui poate fi sintetizată astfel: „apa aleargă din râuri în mare și din mare în râuri”.

Bernard Palissy (1510 – 1589), care a murit închis la Bastilia ca hughenot, în lucrarea *Discursuri admirabile despre natura apelor și a fântânilor pământului*, explică faptul că apa de ploaie intră în pământ, trece prin roci și curge până întâlnește o ieșire și se descarcă prin izvoare. După un lung pionierat, știința hidrologiei a început cu lucrările francezilor Pierre Perrault (1608 – 1680), Edmé Mariotté (1620 – 1684) și ale astronomului englez Edmund Halley (1656 - 1742), care pun hidrologia pe baze cantitative (Meinzer, 1942).

Perrault a calculat, pe baza măsurării ploilor timp de trei ani, cantitatea de apă căzută în bazinul Senei și apa scursă, remarcând că apa căzută sub formă de ploaie și de zăpadă este de șase ori mai mare ca debitul râului. Face cercetări asupra evaporației și asupra capilarității. Mariotté calculează debitul Senei la Paris prin determinarea adâncimii, a lățimii și vitezei râului cu flotori. Halley studiază rata de evaporare și estimează că evaporația de pe Marea Mediterană este suficientă pentru a alimenta râurile care se scurg în ea.

Fundamentul hidraulicii moderne este pus însă de Jean Bernoulli și Daniel Bernoulli (tată și fiu), care descopăr în 1738, ecuația vitezei:

$$V = \sqrt{2gh}$$

În 1732, Henri Pitot scrie: experimente pentru măsurarea vitezei în diferite părți ale secțiunii transversale, iar în 1775, Antoine de Chézy precizează că viteza unui râu variază cu panta suprafeței lui și găsește bine cunoscuta-i formulă, care dă hidrologilor o nouă bază de estimare a curgerii apei.

În secolul XIX și apoi XX, numărul celor care și-au înscris numele în istoria hidrologiei a crescut neîncetat în toate țările, tezaurul prezent al hidrologiei fiind impresionant.

În România, primele descrieri hidrografice sau observații hidrologice apar în lucrările lui Dimitrie Cantemir, Constantin Cantacuzino și Alexandru Ipsilanti. În secolul XX, se remarcă lucrările lui Gr. Antipa, care în anul 1924 publică *Chestiunea Dunării*, ale lui Vidrașcu, *Lunca Dunării și regimul apelor ei* (1888), Ionescu-Sisești, *Lunca Dunării și punerea ei în valoare* (1933), G. A. Vasilescu, *Debitul solid al Dunării* (1929) ș. a. De mare valoare sunt studiile efectuate de D. Leonida, Dorin Pavel, Iacobi Robert, Gh. Balș, Iulian Rick ș.a., care au efectuat o serie de lucrări legate de resursele de apă ale României.

După cel de al doilea război mondial, s-a înființat „Institutul de Studii și Proiectări Energetice” (ISPE), Direcția Generală Hidrometeorologică (DGH) înglobată, în anul 1957, în „Comitetul de Stat al Apelor” împreună cu Institutul de Proiectări și Amenajare a Cursurilor

de Apă (IPACA). Prin reorganizare, activitatea hidrologică a trecut în 1957 la Institutul de Studii și Cercetări Hidrotehnice (ISCH) care, prin cele șase direcții regionale, modificate în timp ca număr și areal de cuprindere, au menținut rețeaua de posturi hidrometrice și au realizat studii hidrologice de mare valoare.

În prezent, activitatea de cercetare hidrologică și de management a resurselor de apă este condusă de „Ministerul Apelor și Protecției Mediului”, de „Regia Apele Române” și „Institutul Național de Meteorologie și Hidrologie” care, printr-o serie de unități teritoriale, asigură atât activitatea de cercetare, cât și pe cea de management și de supraveghere a calității resurselor de apă.

APA CA ELEMENT AL VIEȚII

Structura moleculară a apei

După Glosarul Hidrologic Internațional (1974) apa, ca obiect de studiu al hidrologiei, este faza lichidă a unui compus chimic care constă din 2 părți hidrogen și 16 părți oxigen în greutate. În natură, ea conține cantități mici de apă grea, gaze și materii solide în soluție sau suspensie.

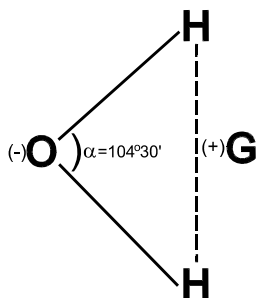


Fig. 1. -Structura moleculară a apei.

Formula apei este H_2O în care dispunerea atomilor de hidrogen, în raport cu cel de oxigen formează un triunghi în care cei doi atomi de hidrogen fac între ei un unghi de $104^{\circ}30'$ (fig. 1).

Din punct de vedere teoretic, molecula de apă are un caracter de dipol electric, polul negativ fiind dat de atomul de oxigen, iar cel pozitiv (G), la egală distanță între atomii de hidrogen (H) (Pieptea, 1992).

Greutatea moleculară a apei este 18, atomul de oxigen având masa moleculară de 16, iar cel de hidrogen de 1. La formarea greutății moleculare, oxigenul participă cu 88,89%, iar hidrogenul cu 11,11%. Cercetările efectuate de Urey Levis și Mac Donald, în 1933, au dovedit că în apele naturale se găsește, într-o proporție foarte mică și *apa grea* (D_2O) cu o greutate moleculară de 20. Greutatea ei se datorează izotopului de hidrogen denumit Deuteriu (D), cu masa

atomică de 2,0147. Această apă se găsește în apa de cristalizare, în cea de ploaie, în apa marină, în cea rezultată din topirea gheții și în cea din țesuturile animale și vegetale într-o proporție foarte mică (1:6 000), dar foarte greu de separat (Gâștescu, 1998). Există și o apă semigrea, cu un atom de hidrogen și unul de deuteriu HOD.

Apa grea se poate obține prin electroliza și distilarea repetată a apei obișnuite, dintr-o tonă de apă obținându-se 10 cm³ de apă grea. Între apa obișnuită și apa grea, folosită de regulă ca moderator la reactorii nucleari, există o serie de diferențe (tabelul 1).

Tabelul 1

Diferențele dintre apa obișnuită și apa grea (după Pișota, Buta, 1983)

Proprietăți	Apa obișnuită	Apa grea
Formula	H ₂ O	D ₂ O
Densitatea la 4° C	1	1,107
Densitatea la 20° C	0,9882	1,1056
Densitatea maximă la temperatura	4° C	11,6° C
Punct de topire	0° C	3,82° C
Constantă dielectrică	80,75° C	81,5° C
Punct de fierbere	100° C	101,42° C

În comparație cu apa normală, reacțiile chimice ale apei grele sunt mult mai lente. Organismele animale și vegetale se comportă diferit în raport cu apa grea. Astfel, semințele nu încolțesc, șoarecii suportă apa grea în organism în proporție de 40%, iar peștii și organismele acvatice până la 32%. Ulterior s-a mai găsit un izotop al hidrogenului denumit tritium (T) care, combinat cu oxigenul, dă apa hipergrea (T₂O).

Dacă la cele arătate mai adăugăm faptul că și oxigenul are trei izotopi O¹⁶, O¹⁷ și O¹⁸, ne dăm seama că materia pe care noi o denumim apă este foarte complexă, nu numai prin proprietățile sale fizice, dar și prin compoziția chimică.

Caracteristicile fizice și chimice ale apei

Ca element indispensabil vieții pe Terra, apa se găsește în natură sub trei stări de agregare: gazoasă, lichidă și solidă.

Transformările de fază ale apei reprezintă unul dintre cele mai importante fenomene care se produc în natură, cu rol foarte mare în dinamica energiei calorice. Procesul implică toate cele trei stări de

agregare, care primesc energie din mediu, sau o cedează mediului înconjurător.

Trecerea vaporilor de apă în atmosferă, prin procesul de *evaporare*, ca urmare a desprinderii celor mai mobile molecule de pe suprafețele de apă, sol umed, plante, animale, zăpadă, gheață, este cel mai important proces natural al ciclului hidrologic. Imensa lui importanță constă din faptul că prin trecerea în stare de vapor, apa se desalinizează în mod natural. Pentru trecerea în această stare de agregare, apa absoarbe din mediul înconjurător, sub forma căldurii latente de evaporare, o cantitate de

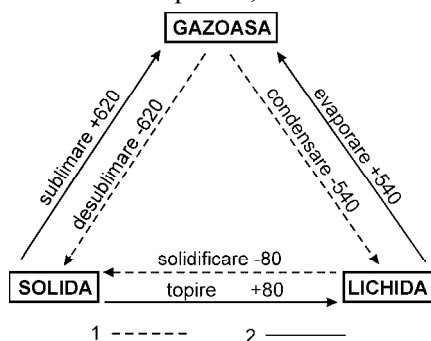


Fig. 2. -Transformările de fază ale apei: 1, cu eliberare de căldură (cal/g); 2, cu consum de căldură (cal/g).

direct legată de temperatură, evaporarea de pe suprafața pământului scade de la ecuator spre poli unde are cele mai mici valori.

La trecerea din starea lichidă în cea solidă, prin procesul de *solidificare*, apa cedează mediului 80 cal/g, deoarece în această stare de agregare, moleculele sale nu efectuează decât mișcări oscilatorii care nu necesită multă energie. În schimb, în procesul de *topire*, moleculele de apă au nevoie de energie pentru mișcare și vor absorbi din mediu, pentru a trece în această stare, o cantitate de energie calorică, egală cu cea cedată prin procesul de solidificare. Topirea și solidificarea, ca și celelalte procese sunt fenomene inverse și se produc la aceeași temperatură, dacă presiunea este aceeași.

În natură este prezent și procesul de *sublimare*, adică de trecere directă din stare solidă în stare de vapor. Această transformare de fază, presupune un consum mare de energie și ca urmare, primește din mediu 620 cal/g. Procesul se produce însă și, invers, de trecere din stare de

539,76 calorii pentru fiecare gram de apă evaporată (fig. 2). Aceeași cantitate de energie va fi cedată mediului înconjurător în procesul de *condensare*, deci de trecere a apei din stare de vapor în stare lichidă. Evaporarea apei consumă energie din mediu, astfel că plantele, dar mai ales animalele au posibilitatea de autoreglare a temperaturii corpului. În lipsa procesului de evaporare a transpirației și deci de scădere a temperaturii, căldura solară absorbită ar fi atât de puternică, încât ar distruge țesuturile. Fiind

vapori în stare solidă prin *desublimare*, în care caz cedează o cantitate de căldură egală cu cea pe care a primit-o prin procesul de sublimare

În stare gazoasă apa, constituită din molecule simple, provine din evaporarea de la suprafața Oceanului Planetar, din apele uscatului, de la suprafața solului, din transpirația plantelor și a animalelor. Sub formă de vapori, ea se găsește în atmosferă în orice loc și în orice moment, dar concentrația variază în funcție de condițiile climatice. În această stare de agregare, apa este invizibilă, dar modifică transparența aerului, absorbind din spectrul solar radiațiile infraroșii.

Viteza de evaporare a apei depinde de temperatura suprafeței, de viteza vântului, de gradul de saturare a atmosferei, toate acestea favorizându-o și de presiunea atmosferică care o împiedică. Sub formă de vapori nu-și păstrează forma și volumul, vaporii rezultați dintr-un cm^3 de apă putând ocupa, la aceeași presiune de 760 mm Hg, un volum de 1653 cm^3 . Presiunea vaporilor de apă dintr-un spațiu dat crește o dată cu temperatura (fig. 3).

Forța elastică a vaporilor de apă este foarte mare, dar în istoria civilizației această proprietate a fost folosită foarte târziu. Prima încercare de folosire a forței aburilor este menționată ca aparținând lui Heron din Alexandria în secolul I d. Hr. În veacurile următoare nu s-a mai făcut nici o mențiune până în 1629, când Giovanni Branca încearcă din nou să folosească această forță. Primul pas ferm a fost însă făcut de inventatorul francez Denis Papin care, în 1707, experimenta în Germania un vapor cu aburi. Succesul deplin l-a obținut însă James Watt, inginer și inventator englez, care, în 1784, a brevetat o mașină cu aburi universală, realizare de vârf în istoria civilizației.

Higroscopicitatea sau proprietatea diferitelor substanțe de a absorbi vaporii de apă este specifică și aerului, unde se află cea mai mare cantitate de vapori.

Din graficul de sinteză al trecerii apei prin cele trei stări de agregare vom constata că cele trei domenii au un punct de interferență numit punct ternar sau triplu, unde se întretaie curbele (fig.4). Acest

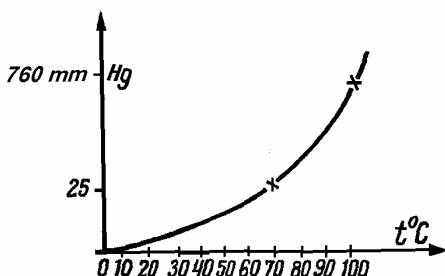


Fig. 3. - Variația presiunii vaporilor de apă în funcție de temperatură.

punct, dovedește că la presiunea de 4,58 mm Hg și la temperatura de 0,0075°C apa poate exista concomitent în toate cele trei stări de agregare. Pornind de la acest punct, graficul este disecat de trei curbe care delimitează stările lichidă, solidă și gazoasă, în funcție de temperatură și de presiune. Astfel, curba OA, numită și curbă de sublimare, separă starea de vapori de cea solidă, OC, sau curba de evaporare, pe cea lichidă de starea de vapori și OB, sau curba de topire, pe cea solidă de cea lichidă.

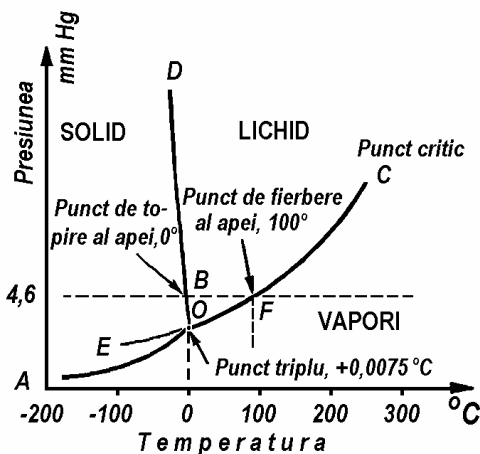


Fig. 4. Graficul trecerii apei prin cele trei stări de agregare.

În stare lichidă apa alcătuiește hidrosfera sau învelișul de apă al Pământului reprezentat de oceane, mări, lacuri, râuri și ape subterane. Din suprafața Terrei, hidrosfera ocupă 70,8%, cu o pondere mai mare (81%) în emisfera sudică și mai mică (60%) în cea nordică.

În această stare intervine în toate reacțiile biologice, în cele fizice și chimice care au loc la suprafața uscatului. În ciclul hidrologic, reprezintă o verigă importantă care ține de la condensarea în nori, la căderea precipitațiilor și scurgerea de suprafață până la întâlnirea din nou a Oceanului Planetar. În stare lichidă, apa își păstrează numai volumul, forma fiind dată de concavitatea suportului solid pe care-l găsește. În comparație cu alte lichide, apa prezintă o serie de anomalii și proprietăți fizice și chimice specifice.

Culoarea variază în raport cu grosimea stratului, fiind incoloră în straturi subțiri și de culoare albastruie în straturi mai groase. Culoarea se datorește și unor substanțe dizolvate sau în suspensie. Prezența sărurilor de fier dă apelor o culoare verde-gălbui, a clorurilor una albastruie etc.

Transparența sau calitatea de a lăsa să treacă energia luminoasă, se exprimă prin distanța în cm până la care se pot distinge contururile unui obiect. Cel mai adânc pătrunde lumina albastră (220 m), fapt care și explică culoarea albastră a mărilor.

Turbiditatea este dată de cantitatea de particule solide existente într-un volum de apă, la un moment dat și se exprimă, de regulă, în g/l sau kg/m³.

Densitatea maximă a apei nu este la punctul de îngheț, ci la +4°C, când are cea mai ridicată valoare 1,00 g/cm³ după care o dată cu scăderea temperaturii scade și densitatea, ajungând ca la 0°C să aibă o densitate de 0,917 g/cm³.

Acest fapt este esențial pentru viața acvatică, deoarece gheața, fiind mai ușoară ca apa, se ridică la suprafață și formează un strat protector care face ca fauna și flora să nu înghețe sub podul de gheață, unde temperaturile sunt între 0 și +4° C. Atât deasupra, cât și sub această temperatură, densitatea apei este mai mică. În condiții normale, apa se solidifică la 0° C, dar în condiții speciale poate rămâne în stare lichidă până la -30°C. Pentru apa de mare, de exemplu, cu o salinitate de 35‰, punctul de înghețare este la -2°C. Apa este un foarte bun solvent pentru acizi, baze, săruri anorganice și chiar pentru multe substanțe organice. Dizolvarea multor corpuri solide și gaze, cu care vine în contact se face după legi bine precizate, descoperite de Henry și Dalton. Dizolvarea gazelor din atmosferă și, în special, a oxigenului are o importanță esențială pentru viața organismelor și a microorganismelor din apă și pentru procesele de autoepurare. Spre deosebire de celelalte lichide, la creșterea presiunii vâscozitatea apei se micșorează.

Temperatura apelor este un element important și depinde de cea a mediului înconjurător. Aceasta presupune că ea variază cu latitudinea, scăzând de la Ecuator spre cei doi poli, cu altitudinea și cu expoziția bazinelor hidrografice în calea maselor de aer.

Căldura specifică a apei, adică cantitatea de căldură necesară ridicării cu 1°C a temperaturii unei unități de masă (1 cm³) este foarte mare, în raport cu a altor substanțe, din care cauză a și fost luată ca etalon. Apa înmagazinează căldura cu greu și tot așa o și cedează, fapt care explică rolul bazinelor acvatice pentru ponderarea climei regiunilor limitrofe.

Căldura latentă sau cantitatea de căldură absorbită sau cedată în cursul procesului de schimbare a stării de agregare la presiune și temperatură constantă, este, de asemenea, mare în raport cu a altor lichide. Se numește latentă deoarece această căldură se absoarbe sau se degajează, la trecerea de la o stare la alta, fără a se înregistra o modificare a temperaturii sistemului. Când apa a ajuns la 100°C, ea consumă energia termică pentru a-și modifica starea de agregare, temperatura rămânând aceeași (fig. 5). Prin procesul de solidificare, se cedează mediului înconjurător 80 cal/g, în timp ce pentru evaporare se

absoarbe din mediu 540 cal/g. Această înmagazinare de energie la evaporare, care se cedează la condensare, joacă un rol foarte important în moderarea temperaturii atmosferei.

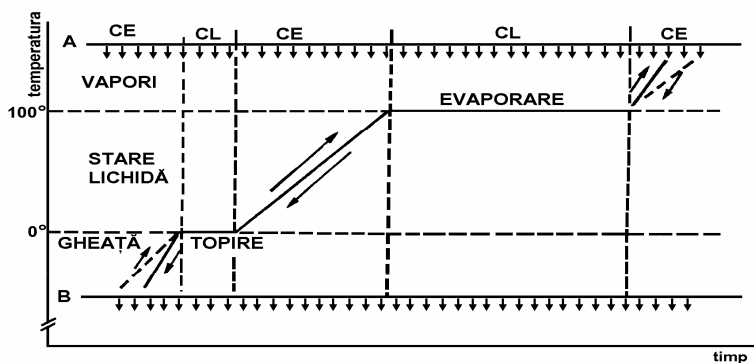


Fig. 5. - Variația temperaturii apei la trecerea de la o stare de agregare la alta (după Pieptea, 1992).

După mercur (Hg), apa are cea mai mare putere de adeziune la pereții vaselor, dar are și cea mai mare tensiune superficială. În virtutea acestor particularități, există fenomenul de capilaritate, cu un rol extrem de important în natură nu numai pentru circulația ascendentă a apei în sol, dar și pentru circulația sevei în plante.

Conductibilitatea calorică a apei, ca proprietate de a mijloci transportul de căldură, este mai mare ca la alte lichide, dar când este în stare solidă această particularitate este de șase ori mai mică. Apa se încălzește și se răcește de cinci ori mai încet ca uscatul de unde și rolul foarte important al maselor de apă asupra ponderării regimului termic al atmosferei.

Conductibilitatea electrică sau însușirea apelor de a fi bune conducătoare de electricitate se datorește, în cea mai mare parte, impurităților și sărurilor dizolvate, fiind în raport direct cu concentrația acestora. Rezistivitatea apei pure este foarte mare, dar scade pe măsură ce crește concentrația de săruri, proprietate care se folosește la aparatele de măsură pentru determinarea cantităților de săruri dizolvate.

Duritatea apei este determinată de conținutul de săruri de calciu și de magneziu și se exprimă în grade de duritate (germane, franceze, engleze). Un grad german echivalează cu 17,9 grade franceze și cu 1,25 grade engleze.

În stare solidă apa trece prin înghețare fie din stare lichidă, când cedează mediului 80 cal/g, fie din stare de vapori prin procesul de desublimare, când cedează 620 cal/g (fig. 2). Sub formă de gheață este cantonată cea mai mare parte a apei dulci de pe suprafața pământului în cele două calote polare și în ghețarii din regiunile înalte. La trecerea în această stare, apa cristalizează în sistemul hexagonal și își mărește volumul cu 1/11.

Forța expansivă a apei înghețate este considerabilă. Așa se explică spargerea conductelor fie ele chiar metalice, dacă apa din ele îngheață. Din această cauză, plantele odată înghețate nu-și mai revin, deoarece prin dilatarea apei înghețate, se sparg vasele și membranele celulare ale țesuturilor. În natură forța expansivă a apei înghețate stă la baza proceselor de dezagregare a rocilor, prin care stâncile crapă și se fărâmițează până când apa în stare lichidă are puterea de a le disloca și transporta în rețeaua de albie.

Stratul de zăpadă sau gheață are o conductibilitate termică redusă și reflectă puternic razele solare. Prin faptul că zăpada este rău conducătoare de căldură ea protejează solul, în timpul iernii, de înghețul profund. În stare solidă apa are punctul de topire la 0°C la presiune de 760 mm Hg, o masă specifică de $0,917 \text{ g/cm}^3$, o rezistență la rupere prin compresiune de 35 kg. cm^2 , prin încovoiere de 20 kg/cm^2 și la forfecare de 10 kg/cm^2 .

Importanța apei pentru viață

Pe Terra, nici un organism animal sau vegetal nu poate trăi fără apă. Această substanță, pe cât pare de simplă, pe atât este de importantă pentru compoziția chimică a țesuturilor și pentru toate procesele vitale, care nu se pot produce decât într-un mediu umed. Fără apă, omul nu poate crește, deoarece mușchii lui conțin $3/4$ apă. Sângele conține $4/5$ apă și circulă în organism, deoarece el păstrează întotdeauna aceeași cantitate de apă. Celulele tuturor organismelor nu pot trăi dacă nu conțin apă, sau dacă nu sunt într-un mediu lichid. În organismul uman nici un proces organic nu este posibil fără apă. Alimentația, respirația, digestia, asimilarea substanțelor hrănitoare, activitățile glandulare, circulația normală a sângelui ș.a. nu pot fi concepute fără apă. În organismele vii apa acționează ca lubrifiant, conferă flexibilitate mușchilor, tendoanelor, cartilagiilor și chiar oaselor, având un rol esențial în metabolism, în reglarea temperaturii corpului și în hrănirea țesuturilor. În structura organismelor apa are o pondere foarte mare. Din greutatea unui adult de

70 kg, 50 sunt apă. Dintr-o meduză de 500 gr, după uscare nu rămâne decât 3,2% din greutatea ei inițială, respectiv 16 gr.

În lumea vegetală, salatele, castraveții, spanacul, andivele conțin 95% apă. Ciupercile, roșiile, morcovii 90%, merele și perele 85%, cartofii 80%, pâinea 33%, iar fasolea și mazărea uscată 10%. Rezultă deci că apa este un lichid biologic prin excelență.

Nevoile biologice ale omului sunt de circa 2,5 l/zi om. În societatea primitivă omul avea nevoie de 5 până la 25 de litri de apă pe zi, în timp ce azi pentru a-și satisface principalele scopuri de igienă îi sunt necesari 75 l/zi și OMS consideră ca optimă valoarea de 150 l/zi om. Dacă am considera un nivel mediu de 200 l/zi om, la nivel mondial ar însemna mai puțin de 300 km³/an. În realitate, volumul este numai jumătate, ceea ce înseamnă foarte puțin, dacă avem în vedere că Dunărea varsă în Marea Neagră 203 km³/an.

În alimentarea cu apă a orașelor, dificultatea constă în faptul că marile aglomerări s-au dezvoltat succesiv în jurul vechilor vetre, fără a ține cont de resursele de apă disponibile în viitor. Apoi, paralel cu dezvoltarea, a urmat căutarea resurselor de apă, care uneori s-au găsit numai la distanțe foarte mari. Pentru aprovizionarea cu apă a orașului Los Angeles, de exemplu, se aduc zilnic, pe un apeduct, circa 4 milioane m³ de la o distanță de 500 km. Pentru alimentarea cu apă a orașului Craiova și a combinatului de la Ișalnița se aduc 65 000 m³/zi de la o distanță de 115 km, de la Izvarna-Costeni. În 1 950 din cele 152 de orașe ale României numai 80 erau alimentate cu apă și 60 dispuneau de canalizare, consumându-se pentru nevoile zilnice 48 milioane m³/an. În prezent, volumul de apă folosit în acest scop a ajuns la două miliarde m³/an și cifrele sunt în continuă creștere.

Civilizația modernă cere din ce în ce mai multă apă și consumul pe cap de locuitor este în creștere. Numai pentru prelucrarea unei tone de lapte sunt necesari 5 m³ de apă, iar pentru fabricarea unei tone de zahăr se consumă 100 tone de apă.

În viața socială apa are funcții foarte importante. În primul rând, ea este condiția de bază ca societatea să existe, fiind principalul suport al vieții și al sănătății indivizilor din societate. Este un factor de producție pentru toate domeniile vieții economice și ar trebui inclusă în categoria materiilor strategice.

În istoria civilizației, națiunile și societățile au crescut și au decăzut, în funcție de modul de înțelegere și de folosire a resurselor de apă. Mărturie ne stau vechile puțuri foggara din regiunile aride, apeductele magistrale din timpul Imperiului Roman, care prin faptul că parțial mai pot fi folosite

și azi, atestă trăinicia și importanța care se dădea acestor construcții. Descoperirile arheologice din Valea Indului la Mohenjo-Daro dovedesc că între anii 2500 și 1500 î. Hr. se folosea o surprinzătoare varietate de lucrări hidrotehnice care constau din rezervoare de apă, sisteme de drenaj, de irigație, bazine de înot și de baie etc. Vechile popoare din Asiria, Babilon, Egipt, Grecia, Roma, China au avut realizări remarcabile în domeniul folosirii apelor cu mult înainte de era noastră. În China, de exemplu, cu 2 200 de ani în urmă s-au construit diguri și baraje pe râul Min capabile să asigure irigarea a 200 000 ha.

În diferitele regiuni ale planetei, până și modul de construire a caselor, stilul și modul de viață al populațiilor au fost determinate de lipsa sau de abundența apei. Mărturie ne stau locuințele lacustre din zonele cu exces de apă, cele din regiunile aride, unde acoperișurile au pantă mică sau din regiunile ploioase, unde au pantă mare. În anumite comunități, chiar și căsătoria este influențată de dificultățile de obținere a apei. Într-o localitate rurală din sud-estul Asiei, pentru a ajunge la cea mai apropiată sursă de apă de băut, un grup de puțuri, trebuie parcursă o distanță de circa 14 km. Obiceiul locului era ca soția să aducă apa în gospodărie. Practic, o femeie nu putea face mai mult de un drum pe zi și, dacă apa adusă era insuficientă pentru necesitățile familiei, bărbatul putea să aibă mai multe soții.

Implicațiile apei în viața omului sunt foarte multe. Este de ajuns să ne gândim la apele care vindecă prin calitățile lor minerale sau termale, dar și la apele care omoară. Pentru că dacă din apă omul își ia hrana, tot din apă poate lua și holera, dizenteria, febra tifoidă, malaria ș.a. În decursul istoriei, catastrofele produse de astfel de maladii sunt destul de numeroase și chiar și azi mai fac o mulțime de victime.

Nevoile agriculturii. Nevoile fiziologice ale plantelor sunt foarte variate, în funcție de condițiile de mediu în care trăiesc. Dintre acestea, plantele de cultură au nevoie de cantități apreciabile. Grâul, de exemplu, are nevoie, pentru a ajunge la maturitate, de un strat de apă cuprins între 366 și 760 mm, ceea ce înseamnă între 3 660 și 7 600 m³/ha. Sfecla de zahăr are nevoie de un strat între 700 și 900 mm, în timp de lucerna necesită între 823 și 914 mm. Pentru un hectar de orez sunt, însă, necesari 15 000 m³ / ha (Furon, 1967). În regiunile temperate aceste cantități sunt asigurate total sau parțial de ploi, dar în regiunile deficitare pluviometric, irigarea devine indispensabilă pentru a se asigura recolte bune. Acest mijloc de stimulare a productivității biologice este folosit de milenii și în acest sens sunt bine cunoscute regiunea Mesopotamiei și Valea Nilului.

Este, însă, absolut obligatoriu în cazul practicării irigațiilor să se știe că apa, pe lângă ameliorarea recoltelor, poate antrena și o serie de neajunsuri (de la boli, la efecte de salinizare secundară sau înmlăștinire) și în final la un proces de deșertificare a unor terenuri care înainte erau foarte fertile.

Apa pentru irigații se poate lua din râuri, lacuri sau din subteran, fiind necesare cantități mari de apă, din care o bună parte se evaporă. La nivel mondial se folosesc, în prezent, pentru irigare circa 2 000 km³ de apă, din care numai 30% ajung să se întoarcă în râuri sau în pânzele de ape subterane. În multe cazuri, rolul evaporației este foarte puternic. Din 8 părți de apă aduse de Nil în lacul de la Assuan, o parte dispare pe această cale și uneori pierderile ajung până la 80%.

În lume, suprafețele irigate erau în anul 1975 de circa. 225 mil. ha, în 1985 de circa. 300 mil. ha, iar în anul 2000 de 400 mil. ha pentru a căror irigare au fost necesari 7 000 km³ de apă. Desigur că nu în toate regiunile globului sunt condiții optime pentru practicarea irigațiilor și nici resursele nu permit acest lucru. India, de exemplu, are în prezent peste 34 milioane ha irigate pentru care sunt necesari 370 km³ de apă. Prin posibilitățile de care dispune poate iriga 100 milioane ha., dar nu are suficiente resurse de apă pentru a realiza acest plan. În Israel, aproape toate resursele de apă disponibile sunt folosite, ponderea fiind de 75% pentru irigare și restul pentru industrie și populație.

În România, la nivelul anului 1989 era amenajată pentru irigare suprafața de 4 milioane ha, iar consumul de apă era de 9 miliarde m³, după care a scăzut la 2,37 în 1992, estimându-se a se atinge valoarea din 1989 abia în 2005.

Nevoile industriei. Pentru orice dezvoltare economică industria este un element de bază și această ramură solicită resurse importante de apă de bună calitate. Anumite ramuri industriale sunt mari consumatoare de apă. Pentru spălarea unei tone de cărbune în Depresiunea Petroșani se foloseau, în medie, 6 m³ de apă, dar pentru a se produce o tonă de cauciuc sunt necesari 2 600 m³ de apă. Pe plan mondial, consumul de apă industrială este de circa 200 km³/an și se prevede să crească în continuare.

În general, în industrie sunt trei categorii de folosințe care necesită ape de fabricație, de răcire și de încălzire. În foarte multe industrii volumele de apă implicate în procesul de producție, ca și gradele de poluare a apelor sunt foarte diferite de la o ramură industrială la alta. Cantități mari de apă pentru răcire se consumă în centralele termice, unde se poate consuma până 60% din apa industrială. Această apă se

întoarce în sursa din care a fost luată, în cea mai mare parte, dar cu temperatură crescută.

În prezent, peste tot în lume industria se dezvoltă într-un ritm rapid și utilizarea apei are, în anumite regiuni, valori foarte ridicate. În țările avansate ale Europei, unde nu sunt nevoi pentru irigații, apa industrială poate ajunge la 80% din prelevări. În țările care au nevoi în agricultură, ca SUA, Ungaria, Franța, consumurile industriale nu depășesc 40-50% din prelevări.

În România, consumul de apă în industrie era în 1989 de 8,17 miliarde m³ a scăzut în 1993 la 5,5 și se prevede ca în 2005 să ajungă la 8 miliarde m³.

Poluarea resurselor de apă

Un efect foarte important al folosirii resurselor de apă este deteriorarea calității acestora. Degradarea poate avea intensități diferite, în funcție de cantitatea de substanțe nocive deversate, de debitul cursurilor poluate și de natura poluantului. Pentru a vedea cât de mult este implicată rețeaua de râuri în viața comunităților umane, este suficient a remarca faptul că din peste 70 000 km lungime cât se estimează a avea rețeaua de râuri din România pe 20 000 km există folosințe pentru alimentarea cu apă a populației, pentru industrie, agricultură și unități agrozootehnice.

Din studiile efectuate se apreciază că anual se deversează în cursurile de apă ale României mari cantități de substanțe poluante printre care predomină în principal cloruri, materii în suspensie, substanțe organice, azotați, amoniac, hidrogen sulfurat, fenoli, detergenți, pesticide ș.a. care afectează calitatea apei și viața faunei din acest mediu. În anul 1989, de exemplu, din cei 10,5 miliarde m³ de ape deversate în rețeaua de râuri, circa 5 miliarde m³ necesitau epurare. Din aceștia se epurau corespunzător numai 17%, insuficient 51%, iar 32% erau evacuați fără nici o epurare prealabilă.

Dacă cele circa 800 de stații de epurare ar funcționa normal, impactul apelor uzate asupra râurilor și al apelor freatice ar fi mai mic. Din totalul stațiilor de epurare, doar 22% funcționează bine și foarte bine (Cluj-Napoca, Satu Mare, Sfântu Gheorghe, Râmnicu Vâlcea, Focșani, Câmpulung Moldovenesc etc.), iar 47%, funcționează slab (Pitești, Constanța, Botoșani, Timișoara etc.).

Supravegherea stării de calitate a apelor se face printr-o rețea națională de 275 de stații, iar în 1996 s-a inventariat starea de calitate a apei pe 20 862 km de râuri (27,1% din lungimea totală a rețelei). Din

aceasta, 53% (11 162 km) se încadrează în categoria I, de bună calitate, 30% (6 285 km) în categoria a II-a, 5,7% (1 177km) de categoria a III-a și 10,7% (2 238 km) de categoria a IV-a, deci degradate. Bazinele cu cele mai lungi sectoare de râu cu ape degradate sunt: Ialomița (519 km), Mureș (652 km), Prut (411 km), Siret (383 km), Olt (188 km) etc. Față de anul 1989 se remarcă an de an o continuă creștere a sectoarelor de râu de prima categorie și o scădere a lungimii sectoarelor de râu cu ape degradate (Ilie, 1996).

CIRCUITUL ȘI BILANȚUL APEI ÎN NATURĂ

Resursele de apă ale Terrei sunt estimate la circa 1 385 984 610 km³, din care cea mai mare parte (96,5%) se află în oceanul mondial, fiind sărate și neutilizabile și numai 2,53% (35 029 210 km³) constituie rezerva de apă dulce a planetei (fig. 6). Din aceasta, 69% se află cantonată sub formă solidă în ghețurile polare, în ghețari, în zăpadă și în regiunile cu permafrost ale planetei, în timp ce în râuri, lacuri și sub formă de apă biologică nu se află decât 0,3% din totalul cantității de apă dulce.

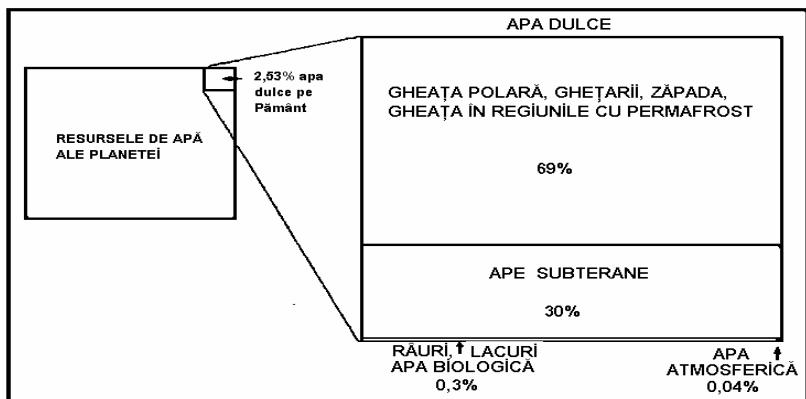


Fig. 6. - Ponderea resurselor de apă dulce din apele planetei (după Newson, 1994).

Dacă avem în vedere volumul de apă existent la suprafața uscatului planetar, vom constata că acesta nu reprezintă decât 3,5% din totalul

resurselor de apă (fig. 7). Din apa existentă pe uscat, numai o mică parte (4%) se află în fază lichidă și din aceasta 44,7% se găsește în lacurile sărate (fig. 7).

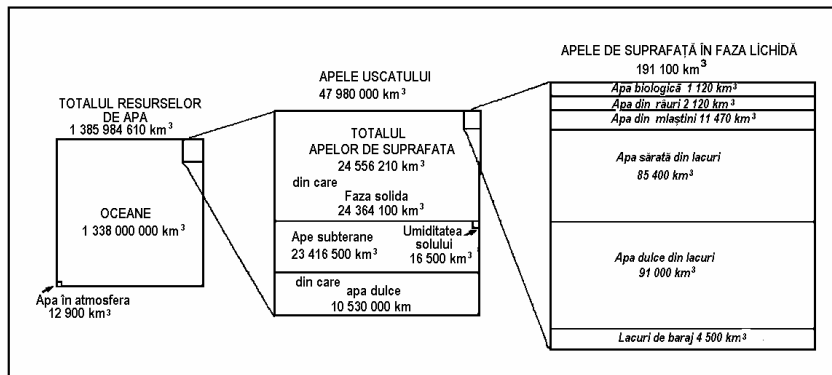


Fig.7. – Ponderea apelor uscatului și a apelor de suprafață în faza lichidă (după Newson, 1994).

Aceste resurse de apă dulce, deși sunt reduse cantitativ, au marele avantaj că se pot regenera. Prin circuitul apei în natură înțelegem totalitatea proceselor, în succesiunea lor, de evaporare și de transport a vaporilor de apă de la suprafața planetei în atmosferă, de condensare a lor pentru a forma norii, de cădere sub formă de precipitații lichide sau solide și de scurgere a apei la suprafața solului sau în subteran spre nivelul Oceanului Planetar.

Este unul dintre cele mai grandioase procese care au loc pe planeta noastră, de el depinzând viața și existența peisajelor actuale. Reproducerea lui neîntreruptă în timp și în spațiu asigură planetei resursele de apă dulce, atât de necesare plantelor, animalelor și omului.

Factorii de care depinde circuitul apei

Energia. Principalul factor capabil să realizeze continuitatea circuitului apei este energia pe care pământul o primește de la soare. Pentru estimarea acesteia, se folosește *constantă solară*, care reprezintă intensitatea radiației solare, la o distanță medie de soare, pe unitatea de suprafață așezată perpendicular pe direcția razelor solare și

care are valoarea de circa 2 calorii/gram/cm² pe minut. Din această radiație, 53% este reflectată în spațiu sau absorbită de atmosferă, restul de 47% străbate atmosfera și ajunge la suprafața pământului sub formă de energie calorică, prin penetrație directă și radiație difuză a cerului și constituie principala sursă de căldură (Strahler, 1973).

Energia medie anuală primită de la Soare variază între 0,1 și 0,2 kw/m², ceea ce reprezintă 730 000 - 1 400 000 cal/m² și asigură căldura necesară pentru evaporarea unui strat de apă cu grosime între 1,3 și 2,6 m. Cantitatea de energie pe unitatea de suprafață nu este însă uniformă pe Pământ din cauza curburii acestuia, fapt care face ca cea mai mare cantitate să fie recepționată între tropice și cea mai mică la cei doi poli.

La nivel planetar este evident că Pământul trebuie să piardă în spațiu tot atâta energie câtă primește, altfel temperatura suprafeței lui ar atinge valori ridicate sau prea coborâte. În zona intertropicală se primește mai multă energie decât se pierde, în timp ce la cei doi poli se pierde mai mult decât se primește. Căile de transfer ale surplusului energetic, în scopul tendinței de a se ajunge la un echilibru termic pe planetă se realizează prin dinamica atmosferei și a hidrosferei. Dar pentru ca aceasta să existe, este necesară prezența unei diferențe de potențial termic.

Suprafața Pământului redă atmosferei energie calorică prin radiația de unde lungi, prin transfer caloric (căldura latentă de evaporare și de condensare) și prin conductibilitate. Vaporii de apă antrenați în păturile atmosferei, duc cu ei și căldura, pe care o vor elibera numai prin procesul de condensare, ridicând temperatura atmosferei în altă parte a globului, decât acolo unde s-a produs procesul de evaporare. Cel de al doilea mecanism de transfer energetic este al conductibilității directe prin care căldura trece de pe suprafața uscatului sau a mărilor în pătura de aer din imediata apropiere și apoi, prin mișcări turbulente, se ridică spre straturile superioare. Privit mai atent, circuitul apei nu poate fi separat de cel termic, energia fiind strâns legată de materie.

Un alt factor important este dependența proprietăților fizice ale apei existente în stare lichidă, solidă și de vapor, de temperatură. Aceasta, alături de presiune, determină cantitatea de apă evaporată proporțional cu creșterea temperaturii, dar și pe cea condensată prin scăderea ei. În procesul de evaporare fiecare gram de apă înmagazinează 540 calorii sub formă de căldură latentă de evaporare. Procesul este însoțit de absorbire a energiei din mediu care se răcește, energie calorică, care va fi eliberată la condensare, când se observă creșterea temperaturii mediului.

Forța gravitațională este un alt element esențial fără de care circuitul apei nu s-ar putea realiza. Ea se face simțită mai evident, de îndată ce s-a produs condensarea și s-au format picăturile de apă în nori. În virtutea ei, orice picătură, sau masă de apă, posedă o cantitate de energie potențială proporțională cu masa și înălțimea la care se află deasupra nivelului mării. Prin cădere ea se transformă în energie cinetică capabilă de a efectua un lucru mecanic. Forța gravitațională este implicată în toate procesele care au loc în circuitul apei, de la formarea și căderea precipitațiilor până la ajungerea apei la nivelul Oceanului Planetar prin procesele de scurgere superficială și subterană.

Tot în grupa factorilor care influențează circuitul apei trebuie să menționăm structura rezervoarelor naturale implicate în acest grandios proces. Structura și dinamica atmosferei, în tendința ei de a ajunge la un echilibru termic, transportă vaporii de apă, cu precădere de la oceane spre uscat. Forma, mărimea și relieful continentelor introduc variații în condensarea și precipitarea vaporilor de apă prin efectele orografice.

Chiar și în interiorul continentelor, anumite verigi ale ciclului hidrologic pot fi influențate de morfologia uscatului, de geologie, de sol sau vegetație. În Sahara și în alte regiuni deșertice ale globului sunt cazuri când ploile nu ajung la suprafața solului, picăturile evaporându-se, înainte de cădere, din cauza aerului cald. Un covor vegetal bine dezvoltat, reduce scurgerea superficială și mărește evapotranspirația.

Ciclul hidrologic

Întreaga succesiune de faze pe care le parcurge apa trecând prin evaporare, de pe mări, oceane, continente și insule, în atmosferă și apoi, prin condensare și precipitare, din nou pe acestea, este cunoscută și sub numele de *ciclu hidrologic*. În raport cu energia disponibilă și cu poziția geografică, apa mărilor, a oceanelor și cea de pe uscat și din atmosferă este în continuă mișcare, urmând o mulțime de trasee, greu de urmărit în practică, dar ușor de schematizat teoretic.

Cea mai simplă cale presupune plecarea vaporilor de pe suprafața oceanului prin procesul de evaporație și antrenarea lor spre părțile superioare ale atmosferei prin fenomenul de convecție termică. În drumul ascendent se produce o coborâre a temperaturii masei de aer și prin aceasta o saturare cu vaporii. Dacă coborârea temperaturii ajunge la punctul de rouă, adică la temperatura la care aerul umed devine saturat, începe să aibă loc procesul invers de condensare și de precipitare atât la suprafața continentelor, cât și a oceanelor.

Volumul total al precipitațiilor căzute anual pe suprafața planetei noastre este de $577\,000\text{ km}^3$. Această cantitate provine atât din apa evaporată la suprafața oceanului mondial ($505\,000\text{ km}^3$), cât și la suprafața continentelor. Din această cantitate vehiculată prin atmosferă în decursul unui an, cea mai mare parte ($458\,000\text{ km}^3$) se reîntoarce din nou la suprafața oceanelor, refăcând *circuitul mic oceanic*, ocean - atmosferă - ocean (fig. 8).

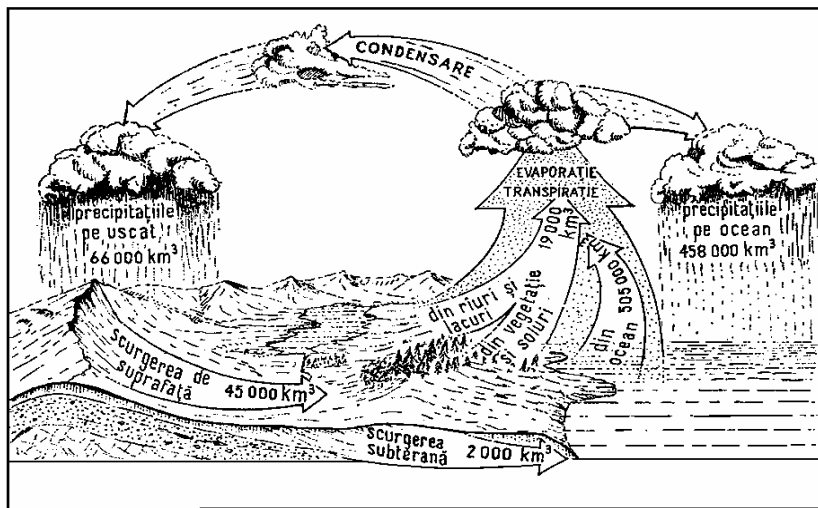


Fig. 8. - Circuitul apei în natură.

Teoretic, circuitul mic s-ar putea considera și în cazul în care apele evaporate de pe o serie de lacuri sau mări interioare, cum ar fi Marea Caspică sau marile lacuri americane, s-ar condensa și ar precipita tot deasupra lor, dar acest fapt este puțin probabil și greu de urmărit.

Un circuit local poate avea loc și pe suprafața continentelor, când apa evaporată de pe acestea se ridică în atmosferă, condensează și cade sub formă de precipitații tot pe uscat, încheind *circuitul mic continental* - uscat - atmosferă - uscat.

Din cantitatea de apă transportată prin atmosferă, de la ocean spre continente, de circa $100\,500\text{ km}^3$, cea mai mare parte ($66\,000\text{ km}^3$) precipită la suprafața continentelor, intrând în *circuitul mare* și restul de $43\,500\text{ km}^3$ își continuă drumul peste blocurile continentale și întâlnește din nou suprafața oceanică. Această cantitate transportată de masele de aer, diferă de la un bloc continental la altul, în funcție de mărimea

acestui și de poziția catenelor muntoase în raport cu direcția dominantă de deplasare a maselor de aer. Din cantitatea de umiditate de $10\,100\text{ km}^3$ vehiculată de masele de aer deasupra Europei, 47 % trece mai departe și numai $5\,300\text{ km}^3$ precipitată deasupra ei. Pentru Asia, din cei $20\,100\text{ km}^3$ aduși, numai 20 % ($4\,200\text{ km}^3$) trec mai departe, iar în cazul Africii din $24\,600\text{ km}^3$ sosiți, 38 % ($9\,500\text{ km}^3$) trec peste blocul continental fără a precipita. Cel mai mic procent de apă transportată peste un continent se întâlnește în cazul Americii de Sud, unde din cei $20\,700\text{ km}^3$ vehiculați, numai 18 % ($3\,800\text{ km}^3$) trec mai departe. Peste America de Nord, din cei $12\,300\text{ km}^2$ aduși, numai 20 % ($2\,500\text{ km}^3$) trec mai departe. Cea mai mare cantitate de apă care trece deasupra unui bloc continental, fără să precipite, o are Australia, unde din cei $12\,800\text{ km}^3$ purtați de masele de aer deasupra continentului $9\,700\text{ km}^3$ (76 %) trec mai departe, cantitatea de apă precipitată fiind foarte mică.

Comparativ, de pe suprafața continentelor se evaporă anual $72\,000\text{ km}^3$ de apă care reintră în circuitul general al atmosferei și precipită fie pe uscat, fie pe oceane.

Procentual, din întreaga cantitate de apă evaporată de pe suprafața planetei, 86 % provine de pe suprafața oceanelor și numai 14 % de pe uscat, dar pe oceane nu cad decât 78 % din precipitații, restul de 22 % fiind transportate și precipitate pe suprafața continentelor.

Din cantitatea de $66\,000\text{ km}^3$, care precipită la suprafața continentelor, $19\,000\text{ km}^3$ se evaporă după cădere fie de la suprafața solului, fie de pe covorul vegetal, $47\,000\text{ km}^3$ reprezintă cantitatea care, prin scurgerea de suprafață ($45\,000\text{ km}^3$) sau subterană ($2\,000\text{ km}^3$), ajunge din nou în oceane unde închide circuitul (fig. 8).

Durata de regenerare a apei, care urmează circuitul mare prin scurgerea fluvială, este în medie de circa 16 zile, ceea ce presupune că acesta se poate repeta de 22,8 ori în decurs de un an.

Estimarea cantităților de apă incluse în diferite verigi ale ciclului hidrologic diferă de la un autor la altul, cu erori în jur de 10 %, în funcție de etapa evaluării, de metodologia de calcul și de gradul de cunoaștere. Astfel, pentru scurgerea de suprafață, cea mai importantă verigă a ciclului hidrologic Lvovici (1979) estimează $38\,800\text{ km}^3$, fără a include scurgerea din ghețarii polari. Analizând mai în detaliu această componentă a circuitului mare, autorul menționat distinge resursele stabile (U) de circa $14\,000\text{ km}^3$, reprezentate prin scurgerea minimă a râurilor, pe care, din punct de vedere economic, se poate conta tot anul, fără intervenția omului. În principal, aceste resurse sunt asigurate de scurgerea subterană, care are o stabilitate pronunțată. Pentru anumite regiuni aceste resurse sunt prea mici în comparație cu

necesitățile omului și atunci s-a încercat mărirea lor prin construirea lacurilor de acumulare, care la nivel mondial stochează aproape $6\,000\text{ km}^3$ pentru a putea fi folosiți după nevoi.

Cea de a doua parte a scurgerii fluviale o constituie resursele instabile (S) evaluate la circa $24\,800\text{ km}^3$, generate de fluctuațiile debitelor, în special, prin creșterea acestora în perioadele ploioase sau de topire a zăpezilor și a ghețarilor din regiunea munților înalți (fig. 9).

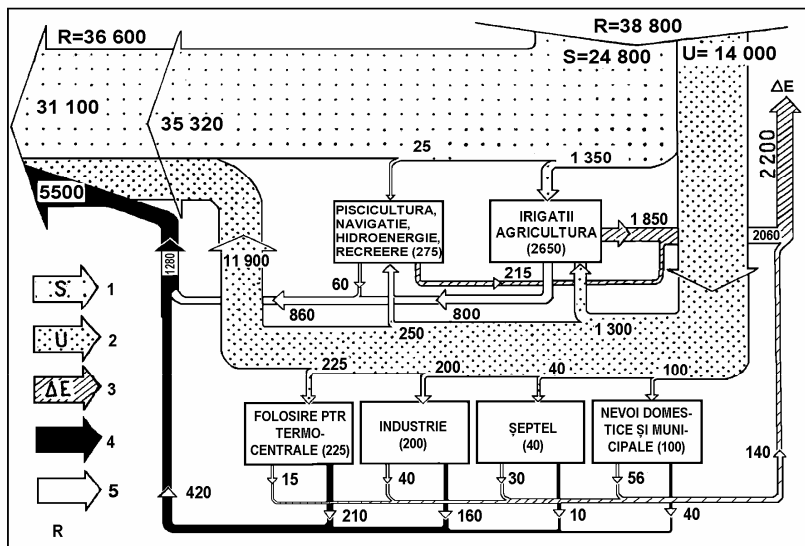


Fig. 9. - Schema bilanțului apelor continentale și a implicațiilor ciclului hidrologic în economie. 1, resurse instabile din scurgerea râurilor; 2, resurse stabile; 3, ape pierdute, folosite pentru necesități economice; 4, ape murdare poluate; 5, ape revenite după irigații; R, scurgerea totală a râurilor (după Lvovici).

În activitatea lui, omul societății moderne intervine în această verigă a ciclului hidrologic, folosind atât resursele instabile, cât și pe cele stabile pentru practicarea irigațiilor, pentru navigație, hidroenergie, piscicultură și recreere. O parte din aceste ape folosite se evaporă și nu-și mai continuă drumul spre ocean, iar o altă parte este redată circuitului fluvial. Din resursele stabile, omul își asigură apa pentru

nevoile municipale, pentru industrie, pentru generatoarele de energie termică etc. Desigur că și în acest caz o parte din apă se întoarce din drum prin evaporare, iar alta reîntră în circuitul scurgerii, dar nu întotdeauna curată pentru a putea fi refolosită, ci poluată (fig. 9).

Căile urmate de apa căzută pe suprafața uscatului sunt mult mai numeroase și cu multe relații de interdependență. Dacă după cădere apa de ploaie nu se scurge și se infiltrează în pământ, contribuie la refacerea umidității solului și în acest caz durata de regenerare se apreciază la circa un an. Infiltrată mai în adânc alimentează pânzele subterane, de unde de asemenea poate urma mai multe căi. În cazul în care apare la suprafață sub formă de izvoare, poate reîntra în circuitul fluviatil și urmându-l se reîntoarce în ocean. Din umiditatea solului și din pânzele freatice poate intra prin sistemul radicular în circuitul biologic, contribuind la alcătuirea masei organice sau prin transpirație să reîntre în atmosferă. Apa care ia parte la formarea masei vegetale parcurge un drum mai lung sau mai scurt, după cum este sau nu inclusă și în circuitul animal.

Drumul subteran poate continua de la apele freatice la cele mai adânci și atunci regenerarea lor se realizează în circa 330 de ani, sau dacă ajung până la apele subterane foarte adânci, regenerarea se poate efectua în circa 5. 000 ani.

În atmosferă există o mare variabilitate a cantităților de vapori de apă atât în altitudine, cât și în latitudine. În altitudine, ei se găsesc în straturile inferioare, 70% din totalul masei de vapori de apă aflându-se în primii 3,5 km de la suprafața solului sau 90 % până la 5 km înălțime. În regiunea mărilor tropicale conținutul de vapori se estimează a fi de 25 g/kg de aer, pe când deasupra zonelor continentale arctice la aceeași cantitate de aer nu se ajunge decât la un gram. După condensare, cantitatea de vapori din atmosferă ar fi repartizată uniform la suprafața globului ar forma un strat gros de 25 mm și ar reprezenta rezerva de apă dulce, pentru întregul Pământ, pe timp de 10 zile.

În drumul lor prin atmosferă o parte din vaporii de apă sunt purtați în regiunile muntoase foarte înalte și rămân acolo imobilizați în masa ghețarilor, unde regenerarea este estimată la circa 1 600 ani. Dacă orientarea este spre calotele glaciare, în zona celor doi poli, durata de regenerare ajunge la circa 9 700 de ani. Deci, durata de regenerare a resurselor de apă dulce variază foarte mult, în funcție de căile urmate. Urmărind ciclul hidrologic mai în detaliu circuitul apei, se poate constata că, în timpul scurgerii fluviatile, evaporarea se poate produce pe tot traseul și la fel și procesele de infiltrație sau de apariție a apelor subterane în albie.

Bilanțul apei

Pe baza ultimelor cercetări s-a estimat că la nivelul întregii planete, cantitatea de apă evaporată este egală cu cea primită sub formă de precipitații. Diferența între uscat și ocean, în ceea ce privește evaporarea, apare mai clar dacă analizăm situația pe cele două emisfere, cu proporții diferite ale apei și uscatului, 67 % din suprafața uscatului fiind în emisfera Boreală și numai 33 % în cea Australă. Aceasta presupune că o bună parte din vaporii de apă de pe oceanele din emisfera sudică sunt duși de curenții de aer spre cea nordică, reechilibrarea bilanțului efectuându-se prin curenții oceanici.

Din cercetările efectuate de Baumgartner și Reichel rezultă că uscatul din emisfera Australă primește un strat de precipitații de 888 mm, pe când cel din cea Boreală numai 678 mm. În emisfera sudică existând o suprafață liberă de apă mai mare și evaporația este mai mare (572 mm) decât în cea nordică (435 mm), după cum și scurgerea este mai mare în sud (316 mm) decât în nord (243 mm). La nivelul oceanelor se constată că pe suprafața acestora în emisfera nordică cad 1 160 mm de precipitații, dar se evaporă 1 198 mm, de unde rezultă un deficit de -38 mm, transferați pe suprafața continentelor. Comparativ, pe oceanele din Emisfera sudică cantitatea de precipitații este de 996 mm, dar se evaporă 1160 mm deci un deficit de -64 mm, reechilibrat prin aportul curenților oceanici. La nivelul oceanelor, cel mai bogat sub aspectul precipitațiilor primite este Oceanul Pacific (1 192 mm), ca evaporație este cel Indian (1 294 mm), iar cu cel mai mare deficit Oceanul Atlantic (-372 mm).

Pe continente, cea mai mare cantitate de precipitații o primește America de Sud (1 546 mm), iar cea mai mică Antarctida (169 mm) și Australia (447 mm). La evaporare, tot America de Sud deține primul loc (946 mm), în timp ce în Australia stratul de apă evaporat este de 420 mm, iar în Antarctida de numai 28 mm. Pentru Europa stratul de precipitații este de 657 mm, cel evaporat de 375 mm, iar cel scurs de 282 mm.

Analiza bilanțului hidric al continentelor impune a avea în vedere și regiunile cu scurgere endoreică sau areică ce nu au legătură cu oceanul planetar, având alte reguli de distribuție a scurgerii. Astfel, dacă regiunile endoreice și areice reprezintă 22 % din suprafața uscatului, la schimburile hidrice ele nu participă decât cu 10 %, în timp ce spațiile exoreice dețin 78 % din suprafața uscatului și realizează 90 % din schimburile hidrice.

Pe teritoriul României, s-a evaluat că precipitațiile căzute ar forma un strat de 660 mm (157 km^3), din care $120,5 \text{ km}^3$ reprezintă evapotranspirația și $36,5 \text{ km}^3$ scurgerea fluviatilă (Ujvari, 1972).

Resursele de apă dulce ale Terrei

Resursele de apă dulce ale planetei, cantonate în râuri, lacuri, mlaștini, ghețari și în subteran, reprezintă numai 2,53 % din resursele de apă ale Terrei. Dacă ne referim la apele dulci, de pe suprafața uscatului, acestea constituind resursa care prin calitățile ei poate fi folosită, vom constata că din cantitatea totală, 68,7% ($24\,364\,100 \text{ km}^3$) este stocată sub formă de gheață sau de zăpezi veșnice la cei doi poli și în regiunile muntoase înalte. Această apă este păstrată în „frigiderul planetei”, cea mai mare cantitate fiind în Antarctida ($21\,600\,000 \text{ km}^3$), în Groenlanda ($2\,340\,000 \text{ km}^3$), în insulele arctice ($83\,500 \text{ km}^3$) și în regiunile de munți înalți de pe glob ($40\,600 \text{ km}^3$). Sub suprafața topografică a pământului calculele au dovedit că există $23\,416\,500 \text{ km}^3$, din care numai $10\,530\,000 \text{ km}^3$ sunt ape dulci utilizabile. Umiditatea solurilor însumează numai $16\,500 \text{ km}^3$ (tabelul 2).

Tabelul 2

Resursele de apă dulce ale Pământului.

Forma în care se află apa	Suprafața Ocupată (km^2)	Volumul de apă	
		Km^3	%
Ghețari și zăpezi veșnice	16 227 500	24 064 100	68.698
Gheața din permafrost	21 000 000	300 000	0,856
Ape subterane	134 800 000	10 530 000	30,060
Umiditatea solului	82 000 000	16 500	0.047
Apa din lacuri	1 236 000	91 000	0,260
Apa din mlaștini	2 682 000	11 470	0,033
Apa din râuri	148 800 000	2 120	0,006
Apa biologică	510 000 000	1 120	0,003
Apa atmosferică	510 000 000	12 900	0,037
Total apă dulce		35 029 240	100

Totalitatea apelor dulci de pe uscat este repartizată astfel: $91\,000 \text{ km}^3$ în lacuri cu apă dulce, $11\,470 \text{ km}^3$ în mlaștini, $2\,120 \text{ km}^3$ în râuri, $1\,120 \text{ km}^3$ în apă biologică și $16\,500 \text{ km}^3$ în umiditatea solului.

Volumul scurgerii anuale prin toate râurile de pe uscat se ridică la circa $44\,540 \text{ km}^3$, dar debitul exploatabil este de circa $12\,000 \text{ km}^3/\text{an}$ la care se mai adaugă $2\,000 \text{ km}^3$, reprezentând volumul regularizat în lacuri.

Pentru a avea o imagine mai clară asupra acestor resurse, trebuie să le analizăm în raport cu nevoile noastre actuale și de perspectivă. Dacă avem în vedere că în anul 1975 nevoile omenirii erau evaluate la $3\,000\text{ km}^3/\text{an}$, iar pentru anul 2 000 se prevedeau $6\,000\text{ km}^3/\text{an}$, la nivel planetar ne confruntăm deja cu o penurie, deoarece cantitatea de apă dulce, de bună calitate, depășește nevoile de perspectivă. Problema cea mai dificilă o constituie însă repartitia extrem de variabilă a resurselor de apă, atât în timp, cât și în spațiu, încât cantități foarte mari sunt în regiuni, care nu au nevoie de atâta apă, dar ele nu pot fi folosite în altă parte din considerente economice. Nu putem folosi Amazonul la irigarea Saharei și nici măcar a regiunilor aride din Brazilia. Din această cauză cifrele analizate la nivel planetar nu sunt edificatoare, deoarece, economic, nu putem transfera surplusul de apă dintr-o zonă în alta îndepărtată.

De altfel, problema apei trebuie tratată diferențiat pentru diferite părți ale planetei, cu precădere în țările industrializate și în regiunile aride. În multe locuri s-a recurs la folosirea apelor subterane, dar aceasta trebuie făcută cu mare precauție din mai multe motive. În primul rând, perioada de regenerare a acestor ape este cu atât mai mare cu cât adâncimea lor crește. Dacă acviferele sunt ape arteziene profunde ele se reîncarcă foarte greu sau chiar deloc în cazul apelor fosile. Aceste acvifere se impune a fi protejate drastic de poluare, deoarece, în acest caz, ele pot deveni inutilizabile și practic scoase din circuit. În ultimul timp, folosirea apelor subterane a crescut foarte mult. În Franța, de exemplu, circa 60 % din apa utilizată provine din pânzele subterane și numai 40 % din apa râurilor.

Raportând cantitățile de apă dulce la populație, se constată că Europa și Asia pot conta pe un debit exploatabil de circa $2\,000\text{ m}^3/\text{an}$ locuitor, în timp ce America de Sud dispune de peste $20\,000\text{ m}^3/\text{an}$ locuitor. Dar și în acest caz o situație medie nu este concludentă, studiile detaliate trebuind să fie efectuate la nivel regional. Analizate la nivelul continentelor, resursele de apă calculate de diferiți autori diferă foarte puțin (2 - 3 %), dar valorile obținute sunt destul de concludente pentru a ne forma o imagine asupra resurselor de apă de care dispun continentele.

Europa. După datele UNESCO, Europa dispune de $3\,210\text{ km}^3$ de apă stocată în râurile care o împăienjenesc. Cantitatea de apă înmagazinată la un moment dat în albiile râurilor din Europa este de 80 km^3 , iar în cele 3 000 de lacuri de acumulare sunt stocați 422 km^3 de apă, din care 169 km^3 se reînoiesc anual. De aici rezultă un volum de 250 km^3 de apă, existentă la un moment dat pe teritoriul Europei. Raportând scurgerea anuală a râurilor ($3\,210\text{ km}^3$) la cea existentă la un moment dat pe

teritoriul Europei (250 km^3), rezultă că pe continentul nostru circuitul apei se reproduce de 12,8 ori pe an sau o dată la 28 de zile.

Împărțind volumul de apă la numărul de locuitori, vom obține $4910 \text{ m}^3/\text{an}$ și locuitor, în timp ce valoarea medie a planetei este de $12\,640 \text{ m}^3/\text{an}$ și locuitor. Urmărind aportul râurilor, se constată că cel mai mare volum al scurgerii este asigurat de Volga cu 254 km^3 , după care urmează Dunărea cu 203 km^3 , Peciora cu 136 km^3 , Dvina de Nord cu 108 km^3 , Rinul cu 101 km^3 , toate acestea asigurând 25 % din volumul scurgerii anuale.

Asia. Întinderea mare a continentului, face ca în interiorul lui să se găsească 30,5 % din volumul total al lacurilor existente în lume și 27 % din volumul scurgerii fluviale. Rezervele de apă dulce vehiculate în râuri sunt estimate la $14\,410 \text{ km}^3$ (fig. 10).

Dacă avem în vedere că volumul de apă care se regenerează rapid din râuri este de 565 km^3 sau de $1\,060 \text{ km}^3$, dacă avem în vedere și apele ușor regenerabile din lacuri, timpul de primenire al acestora este de 27 zile, ceea ce înseamnă că în decursul unui an circuitul se repetă de 13,5 ori. Raportat la numărul de locuitori, în Asia trăind mai mult de jumătate din populația globului, revine fiecăruia un volum de $6\,670 \text{ m}^3/\text{an}$. În repartitia resurselor de apă dulce ușor regenerabile, pe întregul continent sunt foarte mari contraste. Pe circa 45 % din suprafața continentului apa este în surplus, ceea ce face posibil ca în anumite regiuni deficitul să fie compensat prin lacuri de acumulare și canale magistrale.

Africa. Deși, ca mărime este al doilea continent după Asia, din punct de vedere, a resurselor de apă, este unul din cele mai sărace. La nord, de ecuator se află Sahara, cel mai mare deșert al globului și regiunea aridă din peninsula Somaliei. La sud de ecuator, pe fațada atlantică, se află deșertul Kalahari cu un climat tropical continental. Pe acest bloc continental, care se întinde pe 8 000 km de la nord la sud și pe 7 500 km de la vest la est, sunt 22,4 % din teritoriile aride ale globului. Resursele de apă ale Africii se ridică la $4\,200 \text{ km}^3$ sau $4\,570 \text{ km}^3$ împreună cu insula Madagascar. Volumul de apă existent la un moment dat în rețeaua de râuri este de 195 km^3 presupune o regenerare de 23,4 ori pe an sau o dată la 16 zile. Aproape 50% din volumul de apă al continentului este furnizat de patru râuri care au debite mai mari de $1\,000 \text{ m}^3/\text{s}$ (Zair, Nil, Niger și Zambezi). Raportat la populație, cantitatea de apă pe cap de locuitor se ridică la $12\,000 \text{ m}^3/\text{an}$, foarte apropiată de cea calculată la nivel planetar ($12\,900 \text{ m}^3/\text{an}$), dar cu variații extrem de mari de la un loc la altul. Resursele de apă ale continentului sunt folosite, în primul rând, pentru irigații și la alimentarea cu apă a centrelor urbane și industriale.

Pe malurile Nilului se practică irigații de peste 5 000 de ani, în prezent 2% din suprafața continentului este irigată (9 000 000 ha) și valorile sunt în creștere.

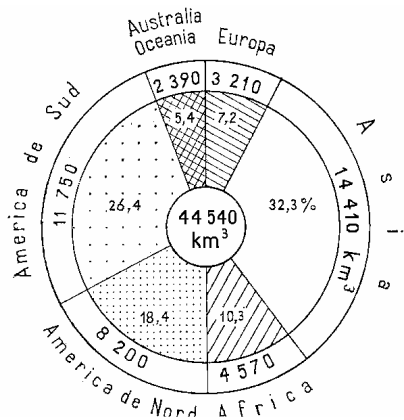


Fig. 10. - Repartiția resurselor de apă dulce pe continente (în km^3 și %).

în lume, după Asia și America de Sud. Din volumul de apă existent pe continent, $2\,780\text{ km}^3$ reprezintă apele drenate spre Oceanul Pacific, $3\,380\text{ km}^3$ spre Atlantic și $2\,040\text{ km}^3$ spre Oceanul Arctic.

Populația continentului nord – american reprezintă 10% din cea mondială, iar resursele de apă 17% din cele mondiale, revenind pe cap de locuitor circa $25\,000\text{ m}^3/\text{an}$. Cele mai mari artere hidrografice sunt Mississippi, cu $18\,400\text{ m}^3/\text{s}$, Sf. Laurențiu, cu $14\,000\text{ m}^3/\text{s}$, Mackenzie cu $10\,800\text{ m}^3/\text{s}$, Columbia, cu $8\,460\text{ m}^3/\text{s}$, Yukon, cu $6\,560\text{ m}^3/\text{s}$ etc. Datorită faptului că epurarea apelor costă mult mai puțin ca desalinizarea apei de mare, în regiunile din partea de sud a continentului, unde apa este în deficit ea este refolosită. În acest sens în orașe ca New York, Boston, Philadelphia, Los Angeles și San Francisco 99,8% din apa folosită este purificată în așa fel încât să se poată refolosi. Încă din 1965 circa 100 milioane locuitori din Statele Unite utilizau apă care mai fusese refolosită. Pe râul Ohio, în perioada apelor mici întreaga cantitate de apă se refolosește de trei ori.

America de Sud. Volumul scurgerii apei din râuri este de circa $11\,750\text{ km}^3$, ceea ce face ca, din acest punct de vedere, să fie pe locul doi după Asia. Cea mai mare parte din acest volum (59%) respectiv $6\,930\text{ km}^3$ sunt asigurați de Amazon, debitul celui mai mare fluviu de pe

America de Nord. Are resurse de apă dulce în subteran, greu de exploatat și în ghețari, care chiar dacă conțin multă apă dulce sunt o resursă pentru viitor, deoarece în condițiile actuale exploatarea lor este nerentabilă, din punct de vedere economic. Sunt apoi apele lacurilor naturale, cu un volum de $25\,600\text{ km}^3$, ale celor de acumulare cu 950 km^3 și ale râurilor (250 km^3), care sunt ușor de utilizat.

Volumul anual al apei scurse pe râurile americane incluzând și insulele este de $8\,200\text{ km}^3$, America de Nord fiind, din acest punct de vedere, pe al treilea loc

Terra fiind de circa $220\,000\text{ m}^3/\text{s}$. Apa existentă la un moment dat în râurile continentului este estimată la $1\,000\text{ km}^3$ sau $1\,120\text{ km}^3$, dacă se are în vedere și apa ușor regenerabilă din lacuri. Aceasta presupune că, în medie, apa râurilor este supusă procesului de regenerare de circa 10 ori pe an sau o dată la 35 de zile. În raport cu populația, America de Sud dispune de un volum de $63\,600\text{ m}^3/\text{an loc}$. Deși cifrele prezentate situează continentul pe primul loc, în multe privințe există diferențe foarte mari de la un loc la altul. Pe litoralul nordic al continentului, în Platoul Brazilian, în Bazinul Paraguay, în Deșertul Atacama, pe înălțimile Patagoniei și în Câmpia Gran Chaco sunt resurse insuficiente, stratul scurs anual fiind în medie de 5 mm, în timp ce în bazinul Amazonului este de 1 000 mm.

Australia. Fără insulele din jur, este continentul care dispune de cel mai mic volum de apă, scurgerea râurilor fiind doar de 301 km^3 . Cu insulele din jur (Tasmania, Noua Zeelandă, Noua Guinee), cantitatea crește substanțial de peste 7 ori, ajungând la $2\,390\text{ km}^3$. Distribuția spațială are și în acest caz foarte mari inegalități. Volumul scurgerii în Oceanul Indian este de 179 km^3 , în timp ce pe insulele acestuia este mai mult decât dublu (402 km^3). În Oceanul Pacific, de pe continent se scurg 113 km^3 , în timp ce de pe insulele din jur $1\,690\text{ km}^3$ deci de 15 ori mai mult. Regiunea estică și nordică a continentului, care ocupă 25% din suprafață, furnizează 85% (256 km^3) din resursele de apă, ceea ce înseamnă un strat scurs de 135 mm. Regiunile aride din interiorul continentului, cunoscutele pustiuri australiene, chiar dacă ocupă 50% din suprafață nu pot furniza, din cauza climatului arid, decât 3% din totalul resurselor de apă. În lipsa resurselor de suprafață s-au căutat resurse de apă în subteran și se apreciază că volumul scurgerii subterane reprezintă 24% din volumul resurselor anuale. În plus, pe o treime din suprafața continentului sunt 7 bazine arteziene, unde sunt mari rezerve de ape subterane. În Australia, sunt în prezent 200.000 de sonde și puțuri arteziene care aduc apa de la câțiva metri și chiar de la 2.000 m adâncime.

Raportând volumul resurselor de apă la populație, rezultă că fiecare locuitor dispune teoretic de $27.400\text{ m}^3/\text{an}$ sau dacă am avea în vedere și insulele ar fi de $287.000\text{ m}^3/\text{an}$. Din păcate, transferul apelor de pe insule pe continent nu se poate realiza din cauza costurilor prea ridicate și a dificultăților tehnice.

Arctica. Insumează resursele de apă cantonate la Polul Nord, sub formă de ghețari, cifrate la $2\,420\,000\text{ km}^3$, din care $2\,340\,000\text{ km}^3$ se găsesc în Groenlanda și $80\,000\text{ km}^3$ în ghețari. Chiar dacă volumul de apă stocat la Polul Nord este de 58 de ori mai mare ca volumul anual al tuturor râurilor globului, această apă nu se poate folosi din cauza

cheltuielilor prea mari legate de transportul ei. Resursele de apă dulce din marea de gheață a Oceanului Arctic sunt de circa $26\,000\text{ km}^3$. Din acest volum circa o treime ($7\,200\text{ km}^3$) suferă vara un proces de topire și reintră în oceanul planetar. Circa $2\,000\text{ km}^3$ circulă sub formă de iceberghi până la latitudini joase în Oceanul Atlantic.

Antarctida. Continentul alb are $24\,000\,000\text{ km}^3$ de gheață, ceea ce reprezintă 62% din volumul de apă dulce al Pământului, dar și în acest caz nu se poate folosi. Pe întregul continent, volumul precipitațiilor intrate anual este de $2\,480\text{ km}^3$. Scurgerea anuală de pe continent, sub formă lichidă sau solidă este de $2\,310\text{ km}^3/\text{an}$.

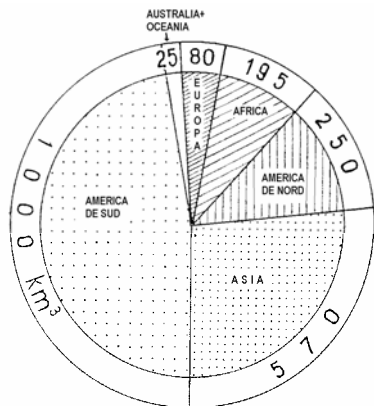


Fig. 11. -Repartiția pe continente a cantităților de apă existente la un moment dat în rețeaua de râuri.

Dacă avem în vedere volumul de apă existent la un moment dat în rețeaua de râuri, în lacuri și mlaștinile Terrei, se remarcă faptul că cea mai mare cantitate se găsește în America de Sud, (1.000 km^3), unde se află și fluviul gigant, Amazonul. Pe cel de al doilea loc se situează Asia cu 570 km^3 , pe ultimul loc fiind Australia și Oceania (fig. 11).

Din statisticile efectuate, s-a constatat că sunt peste 80 de cursuri de apă cu bazine mai mari de 100.000 km^2 și circa 200 al căror debit este mai mare de $300\text{ m}^3/\text{s}$. Dacă se analizează cantitatea de apă adusă în ocean de primele 260 de râuri, se constată că primele 10 însumează 31% din volumul de apă și 30% din suprafața bazinelor

hidrografice, iar primele 40 de cursuri de apă dau 48% din volumul de apă și 52% din suprafața totală.

II. NOȚIUNI DE HIDROGEOLOGIE

APELE SUBTERANE

Hidrogeologia este știința care se ocupă cu studiul originii, al dinamicii, cu regimul și extensiunea teritorială, cu calitatea, cu starea de zăcământ și cu însușirile fizico, chimice ale apelor subterane.

Originea și formarea apelor subterane a preocupat gândirea omenească din cele mai vechi timpuri. Primele fântâni pentru apă potabilă s-au efectuat în China antică și în Egipt. Geneza apelor subterane a incitat mințile luminate ale antichității și ale Evului Mediu. Astfel, Aristotel, inspirat de condensarea vaporilor de apă, susținea teoria condensării apelor subterane, care producea cea mai mare parte din apa care se scurge prin izvoare. Filosofii Greciei Antice gândeau că apa de mare este condusă prin canale subterane în munți și apoi purificată, apare sub formă de izvoare. Familiarizați cu peșterile din ținuturile lor calcaroase, cu spații subterane mari, reci și întunecoase au gândit că în acestea se formează apa izvoarelor, concepție care a persistat și în Evul Mediu.

Teoria acceptată și acum, după care apa din pământ este rezultată din ploi și din zăpezi prin infiltrare, este clar exprimată de Marcus Vitruvius care explica apariția izvoarelor de la baza masivelor muntoase prin infiltrarea apelor de la suprafață, fiind prin aceasta precursorul teoriei infiltrării. Prima lucrare bazată pe observații directe a apărut în 1580, când B. Palissy susținea că apele subterane provin din cele superficiale care se infiltrează și apar sub formă de izvoare. În continuare, descoperirile s-au îndesit și se poate consemna dovedirea experimentală a infiltrării prin lucrările lui A. Mariotté în 1686, apoi precizarea lui Lomonosov că mineralizarea apelor subterane rezultă din interacțiunea apei cu rocile. În secolul XVIII, Euler, în 1750, și D. Bernoulli, în 1783, au studiat mișcarea lichidelor, Chezy, în 1775, a determinat ecuația mișcării turbulente, iar Darcy, interesat de dinamica apelor subterane a elaborat legea circulației apelor în mediile poroase (Ștef, 1996). În ultimele două secole, în studiul apelor

subterane, s-au obținut rezultate remarcabile, atât din punct de vedere științific, cât și al prospectării și exploatării acestor resurse în scopul dezvoltării societății.

În România, prima lucrare hidrogeologică este cea a lui Vasile Pop care avea în vedere apele minerale din Transilvania, apoi a lui N. Drăghiceanu și N. Cucu-Starostescu, care au abordat problema apelor subterane din zona orașului București. Prima hartă a apelor freatice din Bărăgan a fost elaborată de G. M. Murgoci și E. Protopopescu Pache, între anii 1907 și 1910, iar pentru apele freatice din Dobrogea de G. Macovei (1911-1913). Între cele două războaie mondiale, s-au obținut rezultate bune în folosirea apelor subterane la alimentarea cu apă potabilă a unor orașe ca Iași, Ploiești, Craiova ș.a., iar după 1950, pe lângă întreprinderile specializate în prospectare și exploatare, s-a format și un colectiv de cercetare în cadrul Institutului Național de Meteorologie și Hidrologie.

Proprietățile hidrologice ale rocilor

După comportamentul lor în raport cu apa rocile care alcătuiesc scoarța terestră, se pot împărți, în trei mari categorii:

Rocile compacte, care prin coeziunea dintre particulele componente nu permit circulația și depozitarea apei în masa rocii. În această categorie intră rocile eruptive, metamorfice, dar și cele sedimentare, de tipul marnelor și argilelor, care chiar dacă nu au coeziunea primelor, nu permit formarea de acumulări de apă.

Rocile fisurate sunt consolidate, dar care din diferite cauze au fost fisurate sau fracturate. În cazul în care fisurile se produc în roci necalcarioase, lărgirea lor prin dizolvare este foarte lentă, iar apele pot circula numai prin crăpăturile care apar în masa rocii sau pe planurile de sistozitate. În cazul rocilor calcarioase, aceste fisuri (de regulă microtectonice) reprezintă un bun prilej ca apele din precipitații să se infiltreze și să dizolve calcarul, lărgind fisurile până devin goluri subterane, uneori cu dimensiuni impresionante.

Rocile poroase au spații libere între granule și prezintă interes, din punct de vedere hidrogeologic. Comportamentul acestor roci, în raport cu apa, depinde de mărimea granulelor și de modul de aranjare a acestora. Spațiile dintre granule pot varia de la ordinul micronilor la cel al centimetrilor, mai ales când este vorba de pietrișuri. Aceste goluri pot fi ocupate cu aer, vapori de apă sau cu apă, iar granulele pot fi nelegate între ele, cum este cazul pietrișurilor și nisipurilor, sau unite cu un liant.

Ținând cont de mărimea granulelor din care sunt alcătuite, rocile necoezive au fost clasificate de Atterberg astfel:

Pietriș	$d > 2 \text{ mm}$
Nisip	$0,02 < d < 2 \text{ mm}$
Praf	$0,002 < d < 0,02 \text{ mm}$
Argilă	$0,00002 < d < 0,002 \text{ mm}$
Coloide și soluții	$d < 0,00002 \text{ mm}$

Particulele rocilor poroase sunt așezate dezordonat, dar în timp suportă un proces de îndesare și de micșorare a spațiilor dintre ele. Gradul de îndesare naturală (D) a rocilor exprimă într-o oarecare măsură și volumul porilor. Din acest punct de vedere, rocile se pot clasifica în:

- roci afânate, cu gradul de îndesare între 0,00 și 0,33;
- îndesate, cu valori cuprinse între 0,33 și 0,66;
- foarte îndesate, cu valori cuprinse între 0,66 și 1,00.

Pentru a caracteriza mai bine comportamentul rocilor față de apă, este absolut necesară definirea porozității și a permeabilității.

Porozitatea rocilor, definită ca proprietatea rocilor de a avea pori în masa lor, se estimează prin raportul (în procente) dintre volumul golurilor dintre granulele unei roci în stare naturală și volumul total al materialului (inclusiv porii). Volumul porilor depinde de tipul de granule care alcătuiesc roca, de modul lor de sortare, de felul cum acestea sunt aranjate și dacă sunt sau nu cimentate (fig. 12).

Porozitatea, care depinde de forma, dimensiunile și de modul de aranjare a particulelor, poate fi totală și eficace (Preda, Marosi, 1971).

Porozitatea totală, când se are în vedere volumul total al porilor și cel al rocilor, depinde de gradul de cimentare și de compactare a acestora și poate fi evaluată cu ajutorul *coeficientului de porozitate* (n) care reprezintă un raport între volumul porilor (V_p) și volumul total al rocii (V_t) multiplicat cu 100.

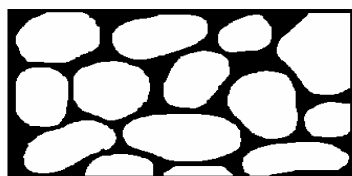
$$n(\%) = (V_p/V_t) \cdot 100$$

Acest coeficient se determină și în laborator, folosind metoda volumetrică care presupune determinarea volumului total (V_t) al rocii și apoi pe cel al materialului solid (V_s). Dacă avem însă în vedere că volumul porilor (V_p) reprezintă diferența dintre volumul total și cel al materialului solid, ajungem tot la formula de mai sus;

$$n(\%) = [(V_t - V_s)/V_t] \cdot 100$$

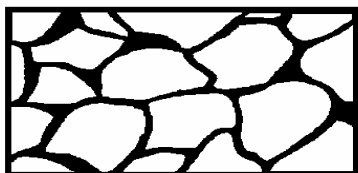
Porozitatea rocilor diferă foarte mult în funcție de volumul porilor din interiorul lor. Astfel, solul are porozitatea de 30-40%; argilele 10-50%; nisipul și pietrișul 18-47%, calcarul 2,5-20%; gresia 5-15%; rocile eruptive 1%; cuarțitele 0,5% ș.a.

Porozitatea eficace care se referă numai la volumul porilor prin care poate circula apa sub acțiunea gravitației, se calculează ca un raport între volumul total al golurilor prin care apa se poate deplasa gravitațional și volumul total al rocii. Această însușire, care reprezintă numai circa un sfert din cea totală, are o importanță practică deosebită. Valoarea ei crește cu dimensiunea și cu modul de aranjare a granulelor, fiind evident că cea mai mare porozitate eficace o au pietrișurile (25%), după care urmează pietrișurile și nisipurile (20%), nisipurile fine (10%) argilele (5%) etc.

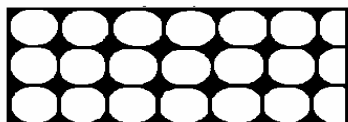


Granule rotunjite = porozitate mare

A

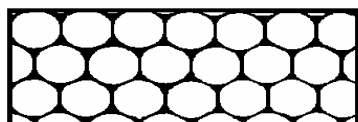


Granule colțuroase = porozitate mică



Așezare directă = porozitate mare

B

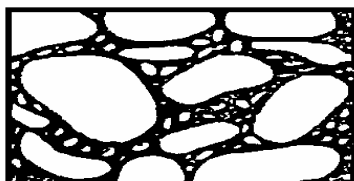


Așezare alternă = porozitate mică



Material bine sortat = porozitate mare

C



Material nesorta = porozitate mică
Ciment



Rocă necimentată = porozitate mare

D



Rocă cimentată = porozitate mică

Fig. 12. - Dependența porozității rocilor de forma granulelor (A), de felul de așezare a acestora (B), de gradul de sortare (C) și de gradul lor de cimentare (după Gâștescu, 1998).

După modul de formare a rocilor, vom deosebi o porozitate primară dată de golurile dintre granulele sedimentare, metamorfice și

de fisurile rocilor magmatice și una secundară, când rezultă prin acțiunea de dizolvare a materialelor dintre granule, prin procesele de cristalizare, deshidratare, eroziune eoliană etc. (Gâstescu, 1986).

După mărimea pe care o au, porii rocilor pot fi:

- *pori supracapilari*, cu diametru între 0,5 și 1,2 mm, prin care apa circulă după legi hidrodinamice. În cazul în care dimensiunea porilor este mai mare de 1,2 mm rocile se numesc macroporoase sau cavernoase. Intră în această categorie pietrișurile, conglomeratele, nisipurile și gresiile;

- *pori capilari*, cu diametru între 0,5 și 0,0002 mm și se întâlnesc la marnele și argilele nisipoase. În aceste roci apa odată pătrunsă, este reținută de forțele capilare și circulă după aceleași legi;

- *pori subcapilari* care au diametrul mai mic de 0,0002 mm și se întâlnesc în marnele și argilele fine și prin care apa odată pătrunsă nu poate circula, fiind cedată numai la temperaturi ridicate.

Permeabilitatea este proprietatea rocilor poroase de a permite circulația fluidelor prin golurile din structura lor. Ea este în funcție de dispunerea particulelor, de mărimea porilor, de temperatura și vâscozitatea apei. Trecerea apei prin porii rocilor se face prin curgere gravitațională, când golurile sunt mari și tensiunea superficială are un rol redus (nisip, pietriș). Permeabilitatea rocilor nu depinde de volumul total al porilor, ci de mărimea lor. De exemplu, argilele sunt roci foarte poroase și deși absorb apă multă, din cauza porilor foarte mici, aceasta nu poate circula și rocile devin practic impermeabile.

În raport cu această proprietate rocile sunt grupate în:

Roci permeabile, care permit curgerea apei prin ele și care, la rândul lor, pot fi:

-granulare, formate din material grăunțos și, în general, neuniform;

-fisurate, formate din roci impermeabile cu fisuri de diferite mărimi.

Roci semipermeabile, prin care apa circulă cu mare greutate.

Roci impermeabile, care nu permit trecerea apei prin ele.

Permeabilitatea poate fi omogenă, când rocile au pori numeroși și apa pătrunde cu ușurință prin ei (nisipuri, pietrișuri, gresii) și neomogenă, când au pori puțini și fără legătură între ei (roci eruptive, metamorfice). Ea se exprimă în cm/s sau prin coeficientul de permeabilitate Darcy (K), obținut din formula debitului de filtrare (Q_f) în timpul (t) sub un gradient hidraulic (I).

$Q_t = K S I t$ de unde:

$K = Q_t / (S I t)$

Deci permeabilitatea cuantifică volumul de apă gravifică care se infiltrează în unitatea de timp (sec) pe unitatea de suprafață (cm^2) sub un gradient hidraulic unitar la temperatura de 20°C . Unitatea de 1 darcy reprezintă permeabilitatea rocilor care filtrează $1 \text{ cm}^3/\text{s}$ apă, pe o suprafață de 1 cm^2 , la un gradient normal de 1 atm/cm . $1 \text{ darcy} = 1 \cdot 10^{-3} \text{ cm/s}$ la 20°C (Preda, Marosi, 1971)

În raport cu permeabilitatea, rocile se împart în trei categorii.

Roci acvifere, care au pori supracapilari și capacitatea de a înmagazina apa, dar și de a o ceda prin curgere, cum sunt straturile de pietrișuri și nisipuri, gresii și conglomerate slab cimentate, bolovănișuri și grohotișuri.

Roci acvifude, cu pori capilari și subcapilari, care au capacitatea de înmagazinare, dar având o porozitate capilară mică și o viteză de circulație a apei redusă și numai sub presiune, nu au capacitatea de cedare (argilele și marnele).

Roci acvifuge sunt rocile compacte în care apa nu poate pătrunde din cauza porozității foarte reduse, cum se întâlnește la rocile eruptive, metamorfice sau sedimentare cimentate. În aceste roci apa nu poate circula decât prin fisuri.

Vâscozitatea măsoară rezistența pe care o opune la curgere un lichid ca urmare a frecării interioare. Ea este numită și vâscozitate dinamică (N). și variază cu temperatura, în sensul că cu cât crește temperatura, cu atât vâscozitatea este mai mică.

Umiditatea (W) este cuantificată prin raportul dintre greutatea apei din pori (G_a) și greutatea rocii uscate (G_r) după ce proba a fost uscată la 105°C .

$$W(\%) = (G_a/G_r) \cdot 100$$

Gradul de umiditate naturală, adică existentă la un moment dat într-o rocă, se poate determina prin recoltarea de probe de sol, în capsule speciale și cântărite în laborator în stare umedă și uscată la 105°C .

În același scop se pot folosi tensiometre și sonde nucleare cu neutroni care dau rezultate foarte exacte.

Capacitatea de absorbție (C_a) caracterizează capacitatea unei roci de a reține o anumită cantitate de apă, în funcție de volumul porilor, de compoziția granulometrică și de gradul de îndesare. Se poate evalua prin coeficientul de absorbție (C_a) dat de raportul existent între masa

de apă reținută de o probă de rocă în stare naturală (m_I) și masa rocii uscate (m) la 105°C.

$$C_a \% = [(m_I - m) / m] 100\%$$

Coeficientul de saturație (C_s) exprimă gradul de saturare cu apă al unei roci și este definit ca raportul dintre absorbția la presiune normală (a_i) și la presiunea de 150 kgf/cm² (a_p).

$$C_s = a_i / a_p$$

APA ÎN SCOARȚA PĂMÂNTULUI

Formele de apă din roci

Apa care se găsește în roci și în porii acestora poate avea diferite forme, în funcție de caracteristicile rocilor, de starea lor sau de mărimea porilor. După raportul pe care-l are cu particulele de rocă această apă poate fi legată și liberă.

1. Apă legată, care determină umiditatea naturală a rocilor, poate fi legată chimic și fizic.

a) Apa legată chimic intră în compoziția chimică a rocilor, fiind strâns legată de rețeaua cristalină a mineralelor sub diferite forme:

Apă de constituție care intră în compoziția chimică a mineralelor, sub formă de ioni de H și OH, cum este cazul micelor (muscovit, biotit), hidratul de calciu etc. Ea nu poate fi eliberată decât la temperaturi ridicate, când mineralele respective se descompun și formează altele noi.

Apă de cristalizare care participă la alcătuirea unor rețele cristaline, dar nu este atât de puternic legată chimic. În această formă, intră în compoziția mineralelor sau a rocilor, cum este gipsul ($\text{SO}_4\text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), sulfatul de cupru ($\text{Cu SO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$). Se eliberează tot prin tratament termic, urmat de schimbarea calitativă a rocilor.

Apa zeolitică este prezentă sub formă de molecule în spațiile rețelei cristaline. Este strâns legată de structura mineralelor și prin încălzire se eliberează fără a se distruge rețeaua cristalină. Odată eliminată această apă, ea poate fi absorbită din nou, fenomen care nu se înâlnește în cele două cazuri anterioare.

b) Apa legată fizic reprezintă apa care înconjoară particulele minerale ca urmare a forțelor moleculare și electrochimice. Din această categorie face parte apa higroscopică și cea peliculară.

Apa higroscopică îmbracă granulele de rocă sub forma unei pelicule foarte subțiri și se menține legată ca urmare a forțelor electromoleculare de atracție dintre rocă și moleculele de apă. (fig.13). În general, se găsește în proporție de 15 – 18% la nisipuri fine și medii și scade la nisipuri grosiere până la 1,2 – 0,5%. Apa astfel legată nu transmite presiunea hidrostatică, are o greutate specifică de 2,5, nu dizolvă sărurile, nu conduce curentul electric și nu se poate deplasa

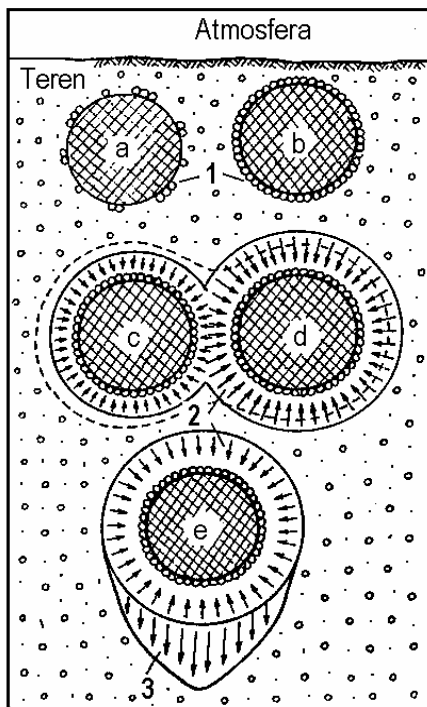


Fig. 13. - Forme de apă în roci: *a, b* – granule cu apă higroscopică (*a* – higroscopicitate incompletă; *b* – higroscopicitate maximă); *c, d* – granule de apă higroscopică și peliculară cu grosime diferită. Apa peliculară se deplasează de la particula *d* la particula *c* pentru realizarea unor pelicule cu grosime egală; *e* – particulă cu apă higroscopică și peliculară. Apa peliculară în exces trece în apă gravifică. 1-apă higroscopică; 2 – apă peliculară; 3 – apă gravifică. Săgețile indică atracția apei, iar cerculețele mici apa liberă (după Lebedev).

decât sub stare de vapori la temperaturi mai mari de 105°. Această apă nu poate fi luată de plante, are punctul de îngheț nu la 0°, ci la –78°C, dar cel de fierbere se menține.

Apa peliculară stabil legată formează un al doilea înveliș foarte subțire în jurul granulelor tot ca urmare a forțelor electromoleculare de intensitate mijlocie. Această formă de apă nu dizolvă sărurile, nu

conduce curentul electric, nu se mișcă și nu transmite presiunea hidrostatică și hidrodinamică. Transmite rocilor granulare și, în special, argilelor o oarecare coeziune și se elimină la 105°C.

Apa peliculară labil legată este în stare lichidă cu o vâscozitate mai ridicată, are o ușoară conductibilitate, dizolvă foarte puțin sărurile și îngheață sub 0°C. Se mișcă încet de la o granulă la alta, nu transmite presiunea hidrostatică și hidrodinamică și poate fi eliminată la 105°C. Conținutul de apă peliculară al argilelor poate ajunge la 40-45%, în timp ce al nisipurilor doar 3-1,5%.

2. Apa liberă sau nelegată se mișcă în spațiile dintre granulele rocilor ca urmare a forțelor capilare și gravitaționale. Ea poate exista sub formă de vapori, lichidă sau solidă. În stare de vapori saturează, în funcție de umiditatea atmosferei, spațiile libere din masa rocilor și în funcție de temperatură poate trece prin condensare sub formă lichidă și invers prin evaporare.

În stare lichidă apa liberă se întâlnește în porii rocilor sub două forme:

- *Apa capilară*, care se menține în porii rocilor ca urmare a tensiunii superficiale și a forțelor capilare, având capacitatea de a urca prin acești pori la înălțimi invers proporționale cu diametrul lor. Adică, cu cât diametrul porilor este mai mic, cu atât este mai mare înălțimea la care urcă apa. Acest tip de apă poate îngheța la temperaturi sub 0°C, nu transmite presiunea hidrostatică și hidrodinamică, poate fi cedată prin procesul de evaporare și nu se deplasează sub acțiunea gravitației.

Apa gravifică circulă prin porii supracapilari (0,5 și 1,2 mm) și prin fisurile rocilor sub acțiunea forțelor gravitaționale și formează șuvițe subterane cu viteze variabile. Această apă se deplasează după legile hidrodinamice, poate avea curgere laminară sau turbulentă, îngheață la 0°C și în condițiile unei presiuni normale fierbe la 100°C. Acționează asupra rocilor prin dizolvare, transmite presiunea hidrostatică și hidrodinamică, ea constituind de fapt obiectul hirogeologiei.

Zonele de umiditate pe verticală

Dintre toate categoriile de ape prezentate, numai apa gravifică are capacitatea de a se deplasa și a ajunge la nivelul apei subterane, circulând prin porii supracapilari sau prin golurile subterane.

Ca urmare a infiltrării apelor meteorice în sol și în subsol, traseele apelor pot urma căi foarte variate, dar întotdeauna ele se deplasează sub influența forțelor gravitaționale. În drumul lor descendent, pot

străbate mai multe straturi de roci până întâlnesc un orizont impermeabil și atunci începe acumularea apelor subterane. După gradul de încărcare a stratelor permeabile, putem deosebi:

Strate permeabile nesaturate, formate din roci granulare sau compacte fisurate, prin care apa gravifică poate circula, dar nu se acumulează.

Strate permeabile saturate sau acvifere care permit acumularea apelor gravifice care apoi se pot deplasa în virtutea legilor hidrodinamice. Aceste orizonturi constituie resurse de ape subterane care se pot folosi pentru alimentarea cu apă a populației sau pentru diferite folosințe socio-economice.

Odată infiltrate în sol, apele meteorice, în funcție de stratele permeabile pe care le întâlnesc și de caracteristicile și poziția acestora în raport cu cele impermeabile, pot realiza o umplere completă a porilor și vom avea atunci un strat saturat, sau pot fi reținute ape numai ca urmare a porilor capilari, ori a tensiunii superficiale, în timp ce apele gravifice se deplasează spre adâncime. În acest caz, stratul nu este saturat și ca urmare conține o cantitate mică de apă care se numește suspendată. Un profil efectuat pe traseul circulației verticale a apelor infiltrate ne permite să deosebim două zone importante.

1. Zona de aerație sau de saturare incompletă ține de la suprafața terenului până la suprafața orizontului acvifer freatic. Această zonă se remarcă prin faptul că orizontul permeabil are porii capilari saturați, dar nu și pe cei supracapilari. Ea conține numai apa suspendată, dar permite circulația descendentă spre orizontul acvifer. După modul cum sunt dispuse diferitele forme de apă, se pot distinge o subzonă de evapotranspirație, una intermediară și una capilară (fig. 14).

Subzona de evapotranspirație este situată în orizontul superficial al solului, care vine în contact cu atmosfera, dar care conține și rădăcinile covorului vegetal. Deci, din acest orizont care poate ajunge până la 1 – 3 m, apa infiltrată din precipitații și reținută prin capilaritate poate fi cedată atmosferei prin evaporare sau prin sistemul radicular al plantelor. În cazul unui deficit pluviometric, rezerva de apă utilizată de plante din această subzonă se poate epuiza, fapt ce se poate sesiza prin fenomenul de ofilire a plantelor. Apa infiltrată încărcată cu oxigen și bioxid de carbon acționează asupra rocilor din zona de alterare prin dizolvare, hidratare și hidroliză.

Subzona intermediară sau de retenție se găsește sub cea de evapotranspirație și ține până la cea capilară. În funcție de adâncimea la care se găsește orizontul acvifer, ea poate avea grosimi variate.

În interiorul acestei subzone, nu se păstrează decât umiditatea suspendată în porii capilari, din care cauză umiditatea, în mod natural, nu are o variație prea mare și nici nu poate ceda apa zonei superioare.

Subzona capilară se află la contactul dintre zona de aerație și cea de saturație și are grosimi variabile în funcție de starea de capilaritate pe care o au rocile respective. Ea are o umiditate mai mare ca zona intermediară și conține apă higroscopică, peliculară și apă capilară. Umiditatea sporită provine din orizontul freatic, care alimentează prin capilaritate această subzonă, grosimea ei fiind direct legată de capilaritate. Dacă aceasta este mică, atunci apele urcă mai mult și grosimea ei poate crește. Astfel, în nisipuri grosiere apa capilară urcă până la 12 – 15 cm, în nisipul mediu la 40 – 50 cm, în cel fin la 90 – 100 cm, în pământul nisipos la 175 – 200 cm și în cel ușor argilos până la 225 – 250 cm.

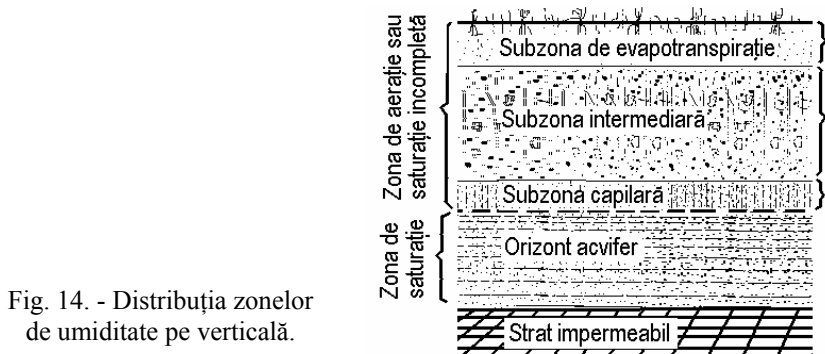


Fig. 14. - Distribuția zonelor de umiditate pe verticală.

2. Zona de saturație este situată sub nivelul apelor freatice și are o grosime variabilă, în funcție de structura geologică, de dispunerea stratelor și de poziția spațială a acestora. Această grosime poate scădea în cazul în care apa din strat este exploatată și poate crește, dacă stratul este alimentat abundent din precipitații sau ca urmare a unor acțiuni umane, cum a fost practicarea nerațională a irigațiilor.

Tot în adâncime, în raport cu procesele geochimice care au loc între apă și rocile care o conțin s-au deosebit două zone mari:

Zona de oxidație care, în general, corespunde cu cea de aerație.

Zona de cimentare situată sub nivelul apelor freatice până la adâncimi, care, după unii autori, pot ajunge până la 9 – 12 km. La aceste adâncimi, treapta geotermică face ca temperatura să ajungă în jur de 365°C, condiții în care apa se disociază în elementele componente (Pișota, Buta, 1981).

Circulația apelor subterane

Circulația apei gravifice prin porii și fisurile rocilor poate fi verticală, laterală sau mixtă (verticală și laterală).

Circulația verticală este dominantă în zona de aerație și se realizează cu viteze diferite, în funcție de caracteristicile granulometrice ale depozitelor. Ea contribuie la alimentarea stratelor acvifere, dar se observă un decalaj între căderea precipitațiilor la suprafața solurilor și creșterea nivelurilor freatice, în funcție de viteza de circulație descendentă a apelor gravifice și de adâncimea nivelului piezometric.

Circulația laterală se produce în zona de saturație completă a stratelor freatice. Din legile fizice se cunoaște că orice lichid tinde să ajungă la un echilibru hidrostatic, adică la poziția în care toate punctele suprafeței sale să fie la aceeași înălțime a nivelului hidrostatic sau piezometric (NH). În virtutea acestui principiu, în masa de apă a orizontului acvifer se formează un sistem de linii de curent, în care viteza moleculelor de apă poate fi constantă și atunci curgerea este uniformă sau cu variații de la un punct la altul, când curgerea este neuniformă.

Regimul de curgere. Încă din 1883 Reynold arăta că mișcarea apelor subterane poate fi laminară sau turbulentă, în funcție de viteza cu care se deplasează. Viteza la care curgerea laminară trece la cea turbulentă se numește viteză critică.

Viteza de filtrare. În cazul în care ne găsim în prezența unei roci cu porozitate omogenă și curgerea se desfășoară în regim laminar, debitul (Q) se determină cu ajutorul legii lui Darcy, ca fiind produsul dintre suprafața secțiunii de curgere (S) în cm^2 , gradientul hidraulic (I) și un coeficient de proporționalitate (K) în cm / s .

$$Q = K S I \text{ (l / s)}$$

Viteza de filtrare (V_f) este determinată prin raportul dintre debitul filtrat (Q_f) în cm^3/s și suprafața secțiunii (S) de curgere în cm^2 :

$$V_f = Q_f / S$$

Gradientul hidraulic (I) este definit prin scăderea presiunii pe unitatea de lungime. Pentru evaluarea acestei mărimi se folosește nivelul piezometric sau panta suprafeței piezometrice. Cunoscând valorile nivelului piezometric (H_1 și H_2) în două foraje situate la o distanță (L) cunoscută, gradientul hidraulic rezultă din formula:

$$I = (H_1 - H_2) / L$$

Coeficientul de infiltrare. Prin infiltrare se înțelege circulația descendentă a apei prin solul și rocile nesaturate și se poate exprima

prin coeficientul de infiltrare (K_i), care se poate determina atât în laborator, cât și pe teren. Pentru cercetările de teren se folosește infiltrometrul, care este un cilindru, de preferință metalic, ce se introduce în sol sau în rocă, se pune apă în el și se determină în timp, care este debitul infiltrat. Cunoscând debitul infiltrat (Q_i) și suprafața cilindrului (S_i), se poate determina viteza de infiltrare (V_i) ca fiind raportul dintre debitul infiltrat (cm^3/s) și secțiune (cm^2).

$$V_i = Q_i / S_i \text{ (cm / s)}$$

Coeficientul de filtrare. Filtrarea este definită ca procesul de pătrundere a apei în rocile cu pori saturați. Denumit uneori și *coeficient de permeabilitate* (K_p) definește viteza cu care apa circulă într-un mediu saturat, când gradientul hidraulic este egal cu unitatea.

În strate cu porozitate neomogenă circulația apelor subterane se face prin pori mari, fisuri sau goluri carstice, în condițiile unei curgeri turbulente, în care caz viteza se determină aplicând legea lui Chezy:

În rocile în care există o curgere turbulentă, viteza de filtrare a apei (V) este egală cu produsul dintre coeficientul de filtrare și gradientul hidraulic (I) la puterea $1/2$, iar coeficientul de curgere turbulentă (K_f) cu raportul dintre viteză și rădăcina pătrată a gradientului hidraulic.

$$V = K_f I^{1/2} \text{ sau } K_f = V / I^{1/2}$$

Acest parametru dovedește că dinamica apelor subterane se poate determina direct atât pe teren, cât și în laborator sau indirect prin calcule.

Debitul stratelor acvifere. Cunoscând coeficientul de filtrare, gradientul hidraulic și o serie de elemente dimensionale ale stratului acvifer putem face aprecieri și asupra debitului de apă conținut. Pentru aceasta se cere existența sau execuția a 2 – 3 foraje, dintre care două să fie perpendiculare pe direcția de curgere a stratului.

Determinând valoarea coeficientului de filtrare (K_f) și gradientul hidraulic (I) se poate determina din Legea lui Darcy viteza de filtrare (V_f).

$$V_f = K_f I \text{ (m / zi)}$$

Metode de determinare a circulației apelor subterane

Cunoașterea poziției altimetrice a nivelului piezometric ne permite să aflăm presiunea lichidului într-un punct oarecare și să studiem circulația apelor subterane. La nivelul granulelor, un curent de apă

trebuie în fiecare moment să înconjoare particulele de rocă, după care se reunesc și merg mai departe (fig. 15).

Mișcarea nu se face în bloc, dar cunoscând debitul (q) pe unitatea de suprafață și volumul de apă existent în rocă, (r fiind porozitatea) pe unitatea de volum, se poate spune că apa se deplasează cu viteza q/r . În realitate, dacă se face marcarea apei introduse cu săruri, coloranți sau izotopi radioactivi se detectează în aval că marcărul ajunge mult mai repede. Aceasta dovedește că mișcarea apelor în medii poroase nu se face în masă. Ea este însoțită de o difuzie în sens transversal. Desigur că în practică, pentru a ne putea da seama de direcția de deplasare a apelor subterane, apelăm la hărțile hidrogeologice care dau izolinii cu poziția și adâncimea apelor freatice, sau informații obținute de la forurile de specialitate. În cazul în care există hărți hidrogeologice trebuie să avem în vedere că:

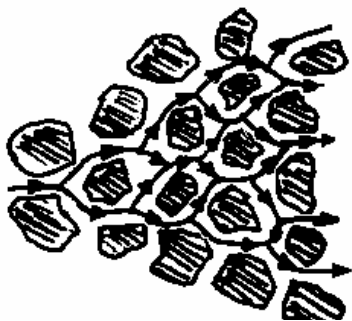


Fig. 15. - Schema curgerii apei în jurul granulelor terenului.

Hidroizohipsele sunt liniile care unesc punctele cu aceeași cotă a nivelului piezometric, față de nivelul mării.

Hidroizobatele sunt linii care unesc punctele cu aceeași adâncime a nivelului piezometric, față de suprafața topografică.

Direcția de curgere a apelor subterane depinde de sensul pantei hidraulice, de înclinarea patului impermeabil și de poziția zonei de maximă alimentare. Ea poate fi determinată cu ajutorul hărților hidrogeologice deja existente, prin metoda trasorilor sau grafic. Dacă avem hărți

hidrogeologice, direcția de curgere se poate foarte ușor determina prin trasarea liniilor perpendiculare pe hidroizohipsele existente, iar sensul de curgere este de la valori ridicate spre valori mai coborâte.

Pentru a putea studia mai precis acest fenomen, se folosesc diferite metode, cea mai uzitată fiind aceea a marcării apelor cu diferiți coloranți sau săruri. Acest procedeu a fost experimentat pentru prima dată de P. Kandler (1864) în zona Triest și apoi de A. Knopp (1877), folosind fluoresceina în studierea circulației apelor subterane din carst. În România, procedeul a fost folosit de S. Mișuța, în 1901, pentru carstul din zona Vașcău. În scopul determinării circulației apelor subterane se folosește procedeul marcării cu soluții colorate, cu trasori chimici sau radioactivi.

Metoda marcării cu coloranți organici se folosește cu succes, deoarece fluoresceina, fuxina, uranina, fenolftaleina ș.a. nu sunt toxice pentru om, plante și animale. Cel mai mult utilizată este fluoresceina care în ape alcaline devine verzuie și se poate detecta vizual, chiar la o diluție de 1: 40 milioane, iar la o diluție și mai mare se poate folosi lampa Wood, colorimetrul sau fluoroscopul.

Ca trasori chimici se pot folosi diferite săruri, cum sunt clorura de sodiu, litiu, calciu, amoniu. Toate acestea sunt ușor solubile, dar necesită cantități mari, fiind absorbite de rocile din strat. Atât în primul caz, cât și în cel de al doilea, trasorii se introduc într-unul sau în mai multe puțuri sau foraje și se urmăresc când apar în forajele nemarcate, pentru a putea pune în evidență direcția de deplasare a curentului de apă.

Metoda ionilor trasori sub formă de săruri care nu se găsesc, în mod natural, în sol, cum ar fi sulfatul de cupru ($\text{Cu SO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), sulfatul de zinc ($\text{Zn SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), sau sulfatul de nichel ($\text{Ni SO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$). Ionii de cupru și de zinc se pun în evidență cu o soluție de 0,001% de ditizonă (difeniltiocarbazon) în mediu de cloroform sau tetraclorură de carbon. În prezența ionilor de cupru, soluția verde închisă de ditizonă devine violetă, iar în prezența ionilor de zinc culoarea se schimbă în roșu. Ionul de nichel se pune în evidență cu dimetilglioxim (Trufaș, 1965).

Metoda trasorilor radioactivi are avantajul că se pot face identificări, chiar la cantități foarte mici de ordinul a 10^{-9} g. Se folosesc în acest sens izotopii de brom 82, cadmiu 15, iod 131, seleniu 75, argint 110, iar detectarea se poate face cu contorul Geyger - Müller.

Metoda trasorilor chimici electrolizi este folosită când pe direcția de curgere a apelor subterane se găsesc două foraje cu coloane metalice. Este necesar să dispunem de o baterie, un ampermetru și o rezistență. De un pol al pilei se leagă două fire, unul care merge la forajul cu nivel mai ridicat, iar celălalt de o rezistență care se introduce în puțul cu cota mai mică. Intre al doilea pol și forajul cu nivel mai coborât se leagă un ampermetru. În primul foraj (P_1) se pune un electrolit care se va deplasa o dată cu masa de apă spre cel de al doilea foraj (P_2) (fig. 16).

În același timp, se începe cronometrarea timpului din momentul în care s-a introdus electrolitul. Cunoscând conductibilitatea apei din foraj înainte se așteaptă la cel de al doilea foraj până când ajunge electrolitul. În acel moment ampermetrul va oscila brusc, arătând o scădere bruscă a rezistenței, pe care o opune masa de apă din foraj la trecerea curentului electric. În acel moment se citește și timpul la cronometru pentru a se vedea care este durata deplasării masei de

apă între cele două foraje. Cunoscând distanța dintre foraje, diferența de nivel dintre ele și timpul necesar deplasării masei de apă se poate calcula coeficientul de filtrare și viteza de deplasare a apelor freatice (fig. 16).

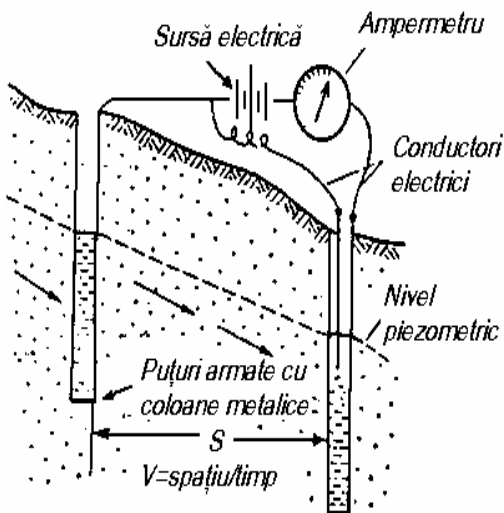


Fig. 16. - Instalație pentru determinarea direcției de curgere a apelor freatice și a vitezei de filtrare, prin metoda cu electroliți (după Preda, Marosi, 1971).

Procedeul grafic presupune existența a trei puțuri sau foraje apropiate și amplasate în așa fel încât să alcătuiască vârfurile unui triunghi echilateral. La aplicarea acestei metode se pot întâlni trei situații:

1. Dacă nivelul în toate cele trei foraje se găsește la aceeași cotă, nivelul orizontului freatic este orizontal și nu se poate preciza o posibilă direcție de deplasare (fig.17).

2. Dacă în două foraje sau puțuri (2A, 2B) avem aceeași cotă, iar în cel de al treilea nivelul este mai ridicat, din el se coboară o perpendiculară pe dreapta care unește primele două foraje și aceasta va fi direcția de curgere. Dacă nivelul este mai coborât (2C), atunci de pe dreapta care unește cele două foraje cu același nivel se coboară în unghi drept spre forajul cu cota mai coborâtă și aceasta va fi direcția de curgere. Deci, sensul de curgere va fi definit de poziția forajului cu nivel mai ridicat sau mai coborât (fig. 17).

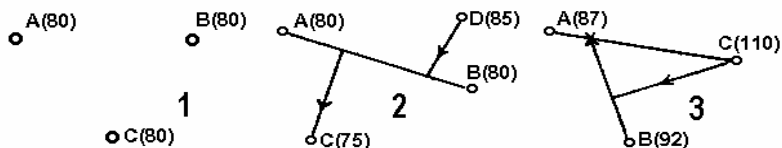


Fig. 17. - Determinarea direcției de curgere a apelor subterane prin metoda celor trei foraje. În paranteză cota nivelului piezometric.

3. Dacă toate cele trei foraje au cote diferite, în acest caz, printr-o dreaptă se unește cota cea mai mare cu cea mai mică (3 AC) și prin interpolare se caută pe dreaptă punctul care ar avea cota celui de al treilea foraj. Acest punct se unește printr-o linie cu cel de al treilea foraj și pe ea se coboară o perpendiculară, pornind de la forajul cu cota cea mai ridicată și aceasta va fi direcția de curgere a apelor subterane (fig. 17, 3).

Stratele acvifere

Un strat cu roci permeabile saturat cu apă este numit și strat acvifer. După modul de așezare, condițiile hidrogeologice și regimul de variație al nivelurilor piezometrice apele subterane pot fi clasificate astfel:

-*ape freatice* sau libere, al căror regim de variație a nivelurilor piezometrice este sub influența condițiilor climatice;

-*ape de adâncime*, care nu mai sunt sub influența condițiilor climatice locale, variația nivelurilor piezometrice nefiind receptivă la modificarea acestora.

La un strat acvifer se întâlnesc trei părți componente:

Zona de alimentare, care recepționează precipitațiile și este situată la cotele cele mai ridicate;

Zona de acumulare, cu extindere mare în subteran și cu o circulație redusă a apei prin strat;

Zona de descărcare, situată la cote inferioare ale stratului, fiind marcată, de regulă, de apariția izvoarelor (fig. 18).

Dacă avem în vedere condițiile genetice, de zăcământ, caracteristicile hidraulice și fizico-chimice deosebim ape subterane în zona de aeratie, ape freatice și ape captive fie cu nivel liber fie arteziene.

1. Apele din zona de aeratie. Intră în această categorie apele care se întâlnesc în depozitele permeabile existente între suprafața solului și

nivelul piezometric al orizontului acvifer freatic. Începând de la nivelul solului, acest orizont se încarcă cu apă care se deplasează spre adânc, uneori putând forma chiar lentile de apă în zona intermediară. Apele din această zonă au câteva caracteristici importante: (Preda, Marosi, 1971).

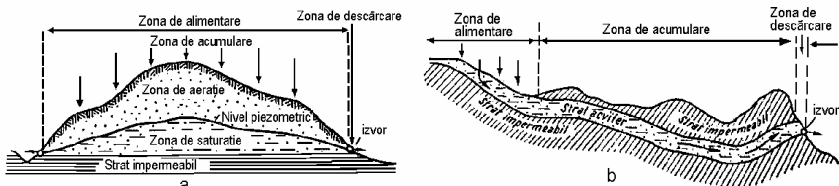


Fig. 18. - Elementele componente ale stratelor acvifere; a, strat freatic, b, strat captiv (după Preda, Marosi, 1971).

- au un caracter temporar, ca urmare a alimentării din precipitații, fapt ce presupune o cantitate mai mare de apă după ploi și mai mică sau absență în perioadele secetoase;

- de aceste fluctuații depinde și conținutul în săruri, fiind mai mare în perioadele secetoase și mai redus după ploi sau la topirea zăpezilor;

- conțin substanțe organice și microorganisme ca urmare a filtrării incomplete, nefiind recomandate pentru alimentarea cu apă;

- drumul descendent al acestor ape este principalul mijloc de vehiculare a elementelor chimice din scoarța de alterare.

2. Stratele acvifere freatice. Prin strat acvifer înțelegem primul orizont saturat cu apă întâlnit sub suprafața terenului, cu variația nivelului piezometric influențată de condițiile climatice. Sunt, în general, alcătuite din depozite permeabile care au la bază un strat impermeabil, dar nu și deasupra lor, fiind prin circulație descendentă, în legătură directă cu aportul de apă infiltrată. Pot fi ușor interceptate prin fântânile săpate în mod tradițional.

Nivelul freatic al acestor strate urmărește, cu un grad de atenuare nivelul suprafeței topografice, putând fi ridicat sau coborât, în mod natural, sau prin diferite lucrări efectuate de om (fig. 19, 20). De exemplu, creșterea nivelului apelor dintr-un râu, canal sau lac de acumulare, va modifica pozitiv și nivelul apelor freatice din zona limitrofă. Din contră, în zonele de câmpie cu nivelul apelor freatice foarte aproape de suprafața topografică, prin tăierea canalelor de drenaj nivelurile apelor freatice pot fi coborâte (fig. 20).

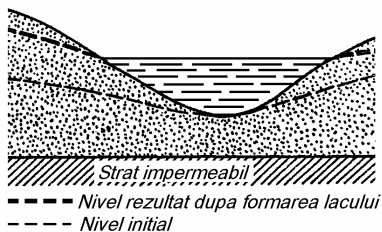


Fig. 19. - Urcarea nivelului freatic în urma formării unui lac de baraj (după Pișota, Buta, 1983)

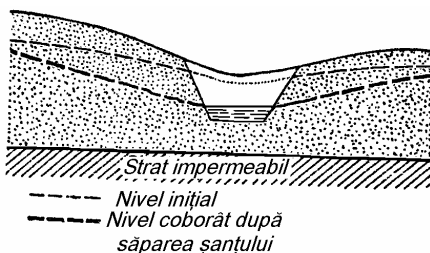


Fig. 20. - Coborârea nivelului freatic prin săparea unui canal (după Pișota, Buta, 1983)

După terenurile, în care se află, stratele acvifere se pot clasifica în:

a. *Strate acvifere în depozite aluvionare* întâlnite în lungul râurilor în albiile majore ale acestora, formate de regulă din strate de nisipuri și pietrișuri acumulate în decursul timpului. Depozitele fiind dependente genetic de râuri și stratele acvifere cantonate în aceste depozite sunt strâns legate de regimul de curgere al râului. Pe lângă alimentarea provenită direct din infiltrarea apelor din precipitații căzute pe suprafața albiei majore, aceste strate acvifere sunt alimentate și direct din râu. Legătura dintre râu și orizontul freatic este însă reciprocă. În perioada apelor mari, când în râu sunt niveluri ridicate, stratul freatic este alimentat prin infiltrare și nivelul acestuia crește. Din contră, la ape mici, când nivelurile în râu sunt cele mai scăzute, orizontul freatic cedează o parte din apele acumulate anterior și alimentează scurgerea din albia râului (fig. 21).

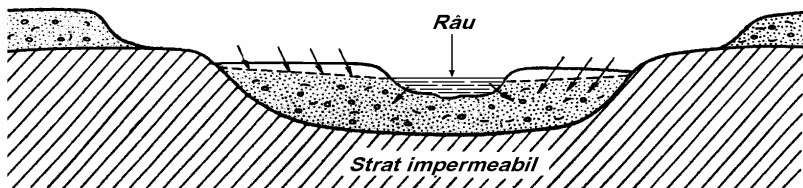


Fig. 21.- Strat acvifer într-un șes aluvial (după Moraru, Pișota, Buta, 1962).

b. *Strate acvifere situate la baza teraselor*. Fiind vechi albiile de râu, suspendate prin adâncirea acestuia, alcătuite din aceleași depozite de

nisipuri și pietrișuri, au un orizont de sol mai bine format. Infiltrarea prin aceste depozite se face ușor și dacă stau pe roci impermeabile, la partea inferioară a depozitului, se formează un strat acvifer (fig. 22).

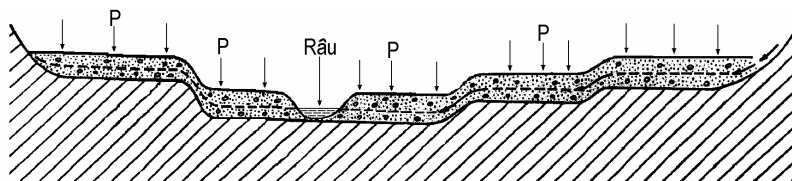


Fig. 22. - Strate acvifere la baza teraselor cu fundament impermeabil
(după Moraru, Pișota, Buta, 1962)

De regulă, stratul acvifer are deversarea spre o terasă inferioară sau spre albia majoră. În cazul în care apare o denivelare morfologică, la trecerea spre terasa inferioară, descărcarea se face prin izvoare. Aceste strate acvifere prezintă cele mai bune condiții pentru a fi folosite în alimentarea cu apă a localităților. În cazul în care albia veche și terasele au fost sculptate în depozite permeabile există o bună legătură între apele freatice din terase și din depozitele pe care au fost formate, existând și în acest caz relații de alimentare și de descărcare între ele.

c. *Strate acvifere cantonate la baza conurilor de dejecție* sau a depozitelor deluviale poartă amprenta structurii acestor conuri, care, de regulă, nu sunt alcătuite din depuneri omogene. În structura lor se întâlnesc orizonturi cu permeabilitate mare, alternând cu cele cu permeabilitate mică sau chiar impermeabile și în funcție de dispunerea acestora vom întâlni și strate acvifere libere sau chiar captive (fig. 23).

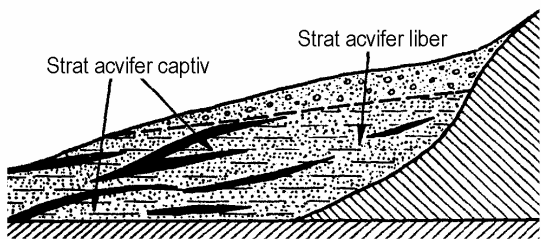


Fig. 23. - Structura stratului acvifer într-un con de dejecție (după, Pișota, Buta, 1983)

De regulă, în aceste formațiuni curgerea acviferului este radiară.

d. *Strate acvifere freatice în zonele interfluviale* fie în zona de câmpie, fie la deal sau la munte. În zona de câmpie se găsesc la baza depozitelor loessoide la adâncimi care depind de grosimea depozitului (fig. 24).

În Câmpia Română, grosimea acestor depozite poate ajunge la peste 20 m, dar sunt și areale în care are sub 1 m. În ele circulația apelor este greoaie din cauza permeabilității reduse, iar apele au, în general, un grad de mineralizare mai mare și o duritate sporită. Pe interfluviile din zonele de deal și de munte se pot acumula cantități importante de ape freatice fie în stratele monoclinale, fie în depozitele deluviale.

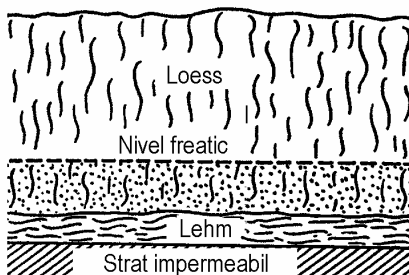


Fig. 24. - Strat acvifer liber la baza loessului (după Pișota, Buta, 1983).

e. *Acviferele din roci compacte cu fisuri mici* nu pot fi considerate ca formând strate, deoarece se află în rețele izolate în care stagnează apa. Cel mai frecvent apar aceste ape la baza scoarței de alterare a rocilor compacte.

f. *Acviferele din rocile cu fisuri largi* se întâlnesc, de regulă, în rocile solubile, cum sunt calcarele și gipsurile. În aceste roci, inițial apele meteorice pătrund în fisurile foarte mici, unde dizolvă calcarul sau gipsul și lent acestea se largesc și cresc, ajungând la goluri subterane de diferite dimensiuni prin care apa circulă (doline, grote, avene, hornuri, peșteri ș.a.) (fig. 25).

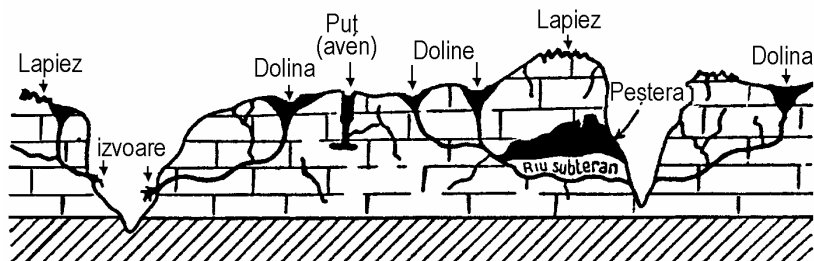


Fig. 25. -Circulația apelor prin rocile calcaroase cu fisuri largi (după Pișota, Buta, 1983)

Toate formele carstice întâlnite la suprafață (lapiezuri), sau în subteran sunt generate de curgerea apelor prin aceste roci, uneori fiind favorizate și de falii sau prăbușiri. Depunerile de pe tavane, podea și pereții golurilor subterane, sub formă de stalactite, stalagmite, draperii, coloane etc. rezultă din circulația apelor încărcate cu bicarbonat de calciu și din precipitarea acestuia, în condițiile unor soluții suprasaturate. Peșterile din România abundă în astfel de formațiuni (Peștera Urșilor, Pojarul Poliței, Meziad, Topolnița ș. a.). Din apele încărcate cu bicarbonat de calciu se pot forma și roci, cum sunt tufurile calcaroase (travertin), când la ieșirea din subteran, izvoarele depun carbonatul de calciu pe frunze, ierburi, formând depozite care apoi exploatate se folosesc pentru ornarea unor clădiri.

3. *Strate acvifere captive.* Se caracterizează prin faptul că sunt, de regulă, prinse între două strate impermeabile, iar alimentarea lor nu corespunde cu arealul pe care-l ocupă stratul, ca în cazul celor freatice. Aceste acvifere se mai numesc și straturi de adâncime, regimul lor de variație nefiind influențat de condițiile climatice. La o alternanță de strate permeabile și impermeabile, straturile acvifere pot fi clasificate, în funcție de situația nivelului piezometric în:

- *straturi acvifere captive fără presiune*, în cazul în care nu toată grosimea stratului permeabil a devenit strat acvifer. Aceasta presupune că există o diferență între nivelul apei subterane din strat și acoperișul impermeabil al stratului superior, adică stratul permeabil nu este integral saturat cu apă (fig. 26);

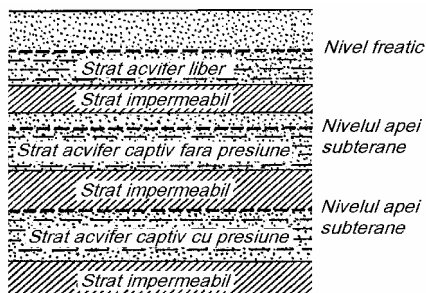


Fig. 26. - Succesiunea straturilor acvifere în cazul depozitelor sedimentare orizontale

- *straturi acvifere captive sub presiune*, când întregul strat permeabil este saturat cu apă. Această situație este frecventă la straturile cu diferite grade de înclinare, deoarece există o diferență de nivel între zona de alimentare a stratului și de cantonare a apelor.

Din acest punct de vedere, apele captive, tind spre un echilibru și exercită o presiune asupra plafonului din roci impermeabile.

Străpungerea orizontului de deasupra, prin foraje, permite urcarea apelor captive și în funcție de morfologia terenului și de presiunea din strat vom putea deosebi:

-*apă ascensională*, în cazul în care prin străpungerea stratului sau a straturilor impermeabile de deasupra apa urcă în foraj până sub suprafața terenului. Desigur că înălțimea la care apa urcă în foraj, depinde de locul în care s-a realizat forajul în raport cu poziția stratului. Poziția nivelului în foraj oferă, în același timp, informații asupra nivelului piezometric al pânzei și asupra presiunii hidrostatice care există în stratul respectiv (fig.27);

-*apă arteziană*, în cazul în care apa din foraj iese cu presiune deasupra nivelului terenului (fig. 27). Denumirea de artezian vine de la regiunea Artois din Bazinul Parizian, unde s-au pus în evidență pentru prima dată aceste ape.

În ambele cazuri poziția nivelului piezometric, în raport cu suprafața terenului, deci cu morfologia, este un element foarte important și se deosebesc două situații:

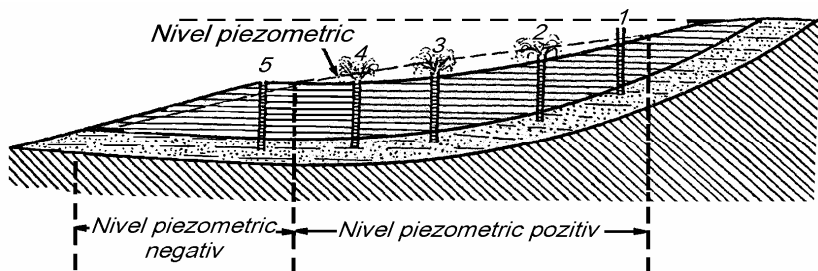


Fig. 27. - Nivelul piezometric al unui strat acvifer captiv cu flancurile la niveluri diferite: 1, 2, 3, 4, puțuri cu nivel piezometric pozitiv; 5, puț cu nivel piezometric negativ (după Pișota, Buta, 1983)

-*nivelul piezometric este pozitiv*, în cazul în care apa din foraj are caracter artezian, ieșind deasupra suprafeței topografice;

-*nivelul piezometric este negativ*, în cazul în care apa urcă în foraj, are un caracter ascensional, dar din cauza presiunii mai mici pe care o are în strat nu poate ajunge la suprafața terenului.

Fiind un element important al apelor subterane, nivelul piezometric poate fi determinat cu ajutorul unui manometru care se instalează la gura forajului artezian. În acest caz, înălțimea nivelului piezometric (I_p) se determină ca fiind suma adâncimii forajului (h) și a presiunii citită la manometru (P) în atmosfere, multiplicată cu 10,33 (unitatea de presiune a unei atmosfere).

$$I_p = 10,33 P + h$$

În România strate acvifere arteziene se întâlnesc în Câmpia Română, în Câmpia de Vest, în Depresiunea Zalău, Huedin ș.a.

Izvoarele

Izvor este punctul de apariție la zi, la suprafața terenului, a apelor subterane dintr-un strat acvifer. Poate apare la baza unui abrupt, a unui versant, prin eroziunea unui strat acvifer sau printr-un accident tectonic (falii, fisuri). În mod obișnuit, prin izvor se înțelege apă dulce de bună calitate, dar nu întotdeauna aceasta corespunde realității. Pentru aparițiile la zi a apelor subterane, A.E. Martel a propus utilizarea următorilor termeni:

- *emergență*, pentru apariția la zi, în mod natural, a apelor subterane dulci (nu și potabile).

- *resurgență*, pentru izvoare specifice regiunilor calcaroase, însemnând reapariția la zi a apelor din calcare, care au pătruns anterior prin sorburi sau ponoare și au parcurs un traseu subteran prin fisuri, caverne, canale. Reapariția are debite mai mari și se produce, de regulă, la cote mai coborâte decât cele de dispariție a lor în calcare.

Exurgență, pentru apele care s-au infiltrat în calcare prin fisuri și apar la zi pe linii de falii sau în grote, sub formă de izvoare curate. În România, astfel de izvoare se numesc *izbucuri* și apar frecvent în arealele calcaroase din Munții Apuseni și ai Banatului (Călugăr, Bigăr ș.a.)

Clasificarea izvoarelor

După situația geologică, izvoarele se împart în descendente și ascendente:

A. Izvoarele descendente rezultă din descărcarea unor strate acvifere, ca urmare a unor denivelări morfologice care au afectat un strat acvifer. Din această categorie fac parte :

1. *Izvoarele descendente de strat* din descărcarea apelor unui strat acvifer înclinat. După poziția stratului, acestea pot fi :

a. Izvoare monoclinale care provin din descărcarea unui strat acvifer înclinat, prins între două strate impermeabile (fig. 28).

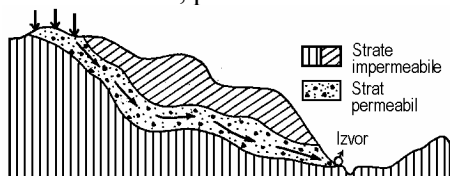


Fig. 28. - Izvoare descendente de strat (după Pișota, Buta, 1983).

b) Izvoare sinclinale, care apar din stratele acvifere, situate în cuvetele sinclinale, în cazul în care au fost aduse la zi prin eroziunea în adâncime, exercitată pe axul sau pe flancurile sinclinalului (fig. 29A).

c) Izvoare anticlinale pe flancurile unui anticlinal care are un strat acvifer prins între două strate impermeabile. Ele apar la zi prin eroziunea stratului impermeabil și parțial a celui acvifer (fig. 29B).

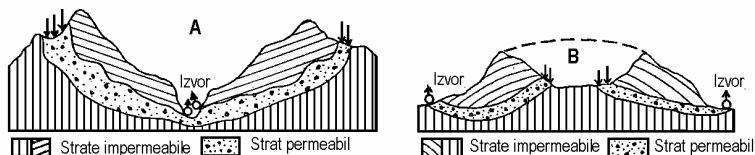


Fig. 29. - Izvoare descendente sinclinale (A) și izvoare descendente anticlinale (B).

2. *Izvoarele descendente de vale* apar izolat sau ca linii de izvoare la baza versanților, din descărcarea structurilor acvifere aproape orizontale sau ușor înclinate. (Pișota, Buta, 1981).

3. *Izvoarele descendente de terasă* apar la baza depozitelor de terasă, au ape bune și cu debite constante, fiind folosite la alimentarea cu apă potabilă a centrelor populate (fig. 22).

4. *Izvoarele descendente de grohotiș* se întâlnesc la baza conurilor de grohotiș de pe versanții ușor înclinați. Au debite variabile, în funcție de regimul pluviometric și de grosimea depozitelor acvifere. În conurile de dejecție au debite bogate.

5. *Izvoarele descendente din roci compacte* apar, în general, din rocile calcaroase, după circularea lor prin rețele de fisuri și canale.

B. Izvoarele ascendente apar în cazul în care un strat acvifer este între două strate impermeabile, stratul acvifer aflându-se sub presiunea nivelului piezometric. Din această categorie fac parte:

1. *Izvoarele ascendente de strat*, care apar în zone cu relief cutat, când suprafața de alimentare este mai ridicată ca cea de descărcare. Astfel, apa circulă inițial descendent și apoi ascendent (fig. 18b).

2. *Izvoarele ascendente de falie* apar ca urmare a faptului că apa infiltrată în acvifer întâlnește o falie și un strat impermeabil și apare la zi, sub formă de izvor, pe linia de falie (fig. 30).

3. *Izvoarele arteziene* iau naștere pe axul sinclinalelor sau când stratele acvifere sunt înclinate și sub presiune, când stratul permeabil de deasupra a fost erodat sau perforat. În acest caz avem o fântână arteziană.

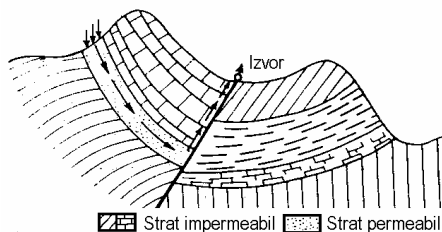


Fig. 30. - Izvoare ascendente de falie (după Pișota, Buta, 1983).

4. *Izvoarele vocluziene* sunt specifice regiunilor calcaroase. Au primit această denumire după localitatea Vaucluse din Franța, unde apar în număr mare. Astfel de izvoare se formează în regiunile calcaroase, unde apa pâraielor poate dispărea parțial sau total pe fisuri sau canale, circulă subteran și apar mai jos cu debite bogate. Locul de apariție se numește „izvor vocluzian” sau „izbuc”, iar cel de dispariție al apei se numește „sorb”.

5. *Izvoarele intermitente* au descărcarea la intervale de timp bine definite, în funcție de modul de alimentare. Ele pot fi întâlnite în regiunile calcaroase, unde se numesc „izbucuri”, sau vulcanice denumite „gheizere”.

a) Izbucurile au fost studiate pentru prima dată de Darcy (1856), iar la noi în țară de geologul I. Al. Maxim de la Cluj, care a explicat modul de funcționare a izvorului Bujor și Călugări - Vascău din M. Apuseni. (Pișota, Buta, 1981).

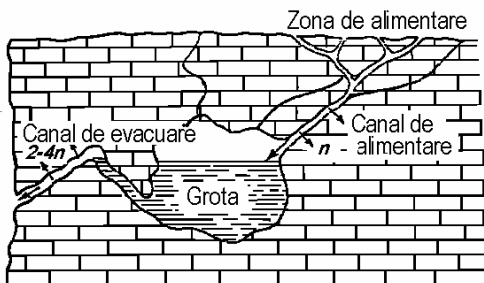
Izbucul Bujor, situat pe valea Poșăgii, afluent al Arieșului, funcționează pe principiul sifonului simplu. În subteran are o grotă în care se adună apa care pătrunde prin fisuri și canale. Timpul de umplere este de câteva ore, în funcție de precipitații. Evacuarea apelor se face printr-un canal de două ori mai lat ca cel de alimentare și care este curbat, formând un sifon (fig. 31). Când nivelul apei ajunge la sifon se aude un șuierat rezultat din împingerea aerului și evacuarea apei timp de 15 - 20 minute.

Izbucul Călugări - Vascău are două grote. Una mai mare, situată deasupra și una mai mică la nivel inferior, unite printr-un sifon, având un sifon și la ieșire, dar cu secțiune mai mare ca primul (fig. 32).

Apa pătrunsă prin fisuri și canale umple grotă mare (a) în câteva ore, până când nivelul ajunge la primul sifon. În acel moment începe umplerea grotei mici (b) în 30 - 40 minute până la sifon, când se declanșează scurgerea și evacuarea apelor în 5 - 10 minute. Se umple grotă mică a doua oară în 30 - 40 minute și golirea se face, iar

în 5 - 10 minute. În total, ciclul de umplere a groti durează 3 - 4 ore, iar golirea se face în maximum două ore.

Fig. 31. - Schema izvorului intermitent simplu (după Maxim).



b) Gheizerele sunt izvoare intermitente cu apă fierbinte frecvente în arealele vulcanice din Islanda, Statele Unite (parcul Yellowstone), Noua Zeelandă, Kamceatka. Un astfel de izvor are un con și un crater prin care apa iese la temperatura de 80 - 85°C, cu o presiune mare și poate fi aruncată până la câțiva zeci de metri înălțime. Apa vadoasă pătrunsă

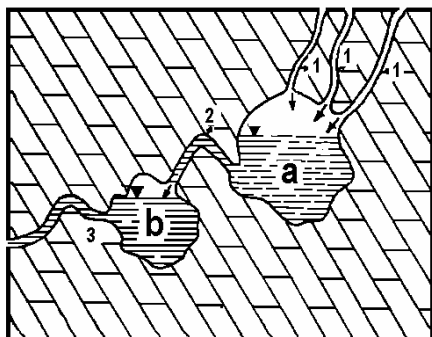


Fig. 32. Schema unui izvor intermitent dublu (după Maxim).

pe coș cade gravitațional și se acumulează în partea de jos, unde poate atinge 127°C (fig. 33). La această temperatură se evaporă, formează o pungă din vapori supraîncălziți, care prin forța lor elastică împing coloana de apă afară din craterul gheizerului.

După temperatura pe care o are apa, izvoarele pot fi :

1. *Izvoare reci*, cu temperatura mai mică sau egală cu temperatura medie anuală a regiunii în care acestea se găsesc. Fiind în general rezultate din descărcarea apelor freatice, au o temperatură constantă. Din această cauză, vara sunt aparent reci și iarna calde. Aceste izvoare, descendente sau ascendente sunt cele mai bune surse de alimentare cu apă a populației, atunci când mineralizarea lor permite acest lucru.

2. *Izvoarele calde* (termale) au temperatura apei mai ridicată ca temperatura medie a lunii celei mai calde.

După origine, izvoarele calde sunt:

a. Izvoare geotermale, care provin, după mai multe păreri, din apele vadoase care pătrund prin fisuri și pe măsură ce coboară spre adânc se încălzesc în raport cu treapta geotermică. Izvoarele de la Băile Felix și Băile 1 Mai rezultă din apele vadoase pătrunse până la 1.000 m adâncime, unde se încălzesc până la 60° și ajung din nou la suprafață cu 42°C .

b. Izvoare magmatogene, care apar în arealele cu intensă activitate vulcanică, din Japonia, Islanda, Antarctica, Noua Zeelandă, ș.a. Temperatura și mineralizarea lor este foarte mare.

După temperatura pe care o au, deosebim:

1. *Izvoare hipotermale* care au ape cu temperaturi cuprinse între $+20^{\circ}$ și 35° . Sunt cele mai răspândite și apar din abundență în bazinul Vichy, la Brides (35°C), Royat (34°C) din Franța, în Italia, Grecia ș.a. În România apar la Lunca Bradului – Toplița ($22,5^{\circ}\text{C}$), Băile Olănești ($32,5^{\circ}\text{C}$), Mangalia ($21,5^{\circ}\text{C}$), Băile Tușnad (21°C), Timișoara ($20,2^{\circ}\text{C}$), Arad ($21,2^{\circ}\text{C}$), Mocrea (26°C), Moneasa ($23-32^{\circ}\text{C}$), (Pișota, 1995).

2. *Izvoare izotermale*, cu temperatura foarte apropiată de cea a corpului uman ($36 - 37^{\circ}\text{C}$). Se întâlnesc în Belgia la Chaudfontaine (37°C), în Franța, în Vietnam etc. În România apar pe Valea Crișului la Vața de Jos ($36-37^{\circ}\text{C}$).

3. *Izvoare mezotermale*, cu temperatura apei cuprinsă între 38 și 42°C (după unii autori până la 45°C). Se întâlnesc în Franța la Vichy-Etat (42°C), Le Monétier (45°C), La Bourboule (40°C) și în România la Băile Felix și 1 Mai.

4. *Izvoarele hipertermale*, cu temperaturi mai mari de 45° . Ele vin din adâncime pe linii de falii, unele fiind chiar radioactive. Astfel de izvoare se întâlnesc în Cehia la Karlovy Vary (75°C), în Ungaria la Budapesta (77°C),

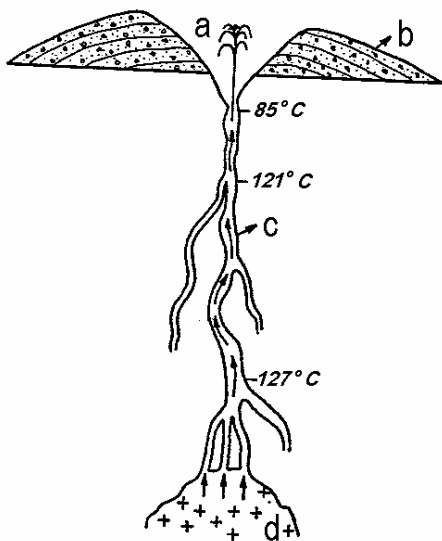


Fig. 33. - Schița unui gheizer: a, crater; b, conul gheizerului; c, canal de circulație a apei fierbinți; d, sursa magmatică (după Pișota, Buta, 1983).

în Germania la Baden – Baden (68°C), Wiesbaden (68°C), Aachen (55°C), în Franța la Ax-les-Thermes (77°C), Plombières (68,6°C), Vichy (66°C), în Algeria la Hammam-Righa (70 °C), în Japonia la Kusatsu (62°C). În România astfel de izvoare apar la Băile Herculane (Baia Neptun, Baia Romană, Baia Diana, Șapte Izvoare), la Băile Felix (48 și 69°C).

Izvoarele minerale

Întră în această categorie apele încărcate cu o anumită cantitate de săruri. Geneza lor este legată de falii, vulcani, zăcăminte de petrol, cărbuni, gaz metan, sare etc.

După gradul de mineralizare, deosebim:

1. *Izvoare oligominerale*, care au o cantitate de săruri mai mică de 0,5 g/l, dar cu calități curative. Unele sunt reci, altele sunt termale. În România sunt astfel de izvoare termale în Câmpia Crișurilor (Șumal, Răbăgani, Moneasa, Salonta, Băile Felix), și izvoare reci în Câmpia de Vest și în Munții Apuseni (Cermei, Chișineu-Criș Fibiș, Socodor, Bogda ș. a.)

2. *Izvoare minerale*, cu o cantitate de săruri mai mare de 0,5 g/l și cu proprietăți curative, care sunt folosite extern sau intern, pot fi:

- *ape balneare* folosite la băi, în cura externă;

- *ape minerale* folosite în cura internă.

După compoziția chimică deosebim:

1. *Izvoare carbogazoase simple*, răspândite în regiunile cu emanații de CO₂ din ariile cu manifestări postvulcanice ale Carpaților Orientali. În Europa cele mai importante se găsesc la Karlovy Vary (Cehia), Spa (Belgia), iar în România apar la Vișeu de Sus, Suseni, Căpâlnița, Zăbala, Pischia (Pișota, 1995).

2. *Izvoare bicarbonatate carbogazoase* se găsesc în zonele cu relief vulcanic și pot fi:

- *alcaline*, când în conținutul lor predomină cationii de Na și K;

- *terroase*, când predomină cei de Ca și Mg. Apar la Karlovy Vary (75°C) (Cehia), la Spa (Belgia), în Vietnam, Algeria, SUA. În România apar la Valea Vinului, Parva, Sângeorz Băi în bazinul Someșului Mare, la Orașul Nou și Bixad în Depresiunea Oaș, la Borsec, Bilbor, Calnic. Olteni, Zizin și pe culoarul Mureșului dintre Metaliferi și Poiana Ruscă la Băcia, Vețel și Bretelin.

3. *Izvoare bicarbonatate simple* apar tot în aria manifestărilor post-vulcanice, dar nu conțin CO₂. Se întâlnesc în foarte multe locuri din Franța (Vichy, Vals, Mont – Dore), Cehia, Ungaria, Jugoslavia, Italia, Elveția, Spania, Germania, Belgia, SUA, Japonia. În România se întâlnesc la Arad, Urzicuța, Craiova, Ploștina, Lețcani etc.

4. *Izvoarele feruginoase* au o cantitate de fier mai mică de 10 mg/l. Se întâlnesc în Anglia, Belgia, Germania, Jugoslavia, SUA. În România apar la Turț-Băi, Bobota, Zalnoc, și Mocrea. Izvoare feruginoase carbogazoase apar și la Poiana Ilvei, Vatra Dornei, Dorna Căndreni, Poiana Negri, Miercurea-Ciuc, Malnaș- Vâlcele, Lipova, Buziaș ș.a.

5. *Izvoare sulfuroase*, în care predomină ionii de sulfuri (hidrogenul sulfurat și sulfurile). Se întâlnesc în Franța, Germania, Elveția, Spania, Grecia, Maroc, SUA, Japonia. În România apar în Podișul Moldovei, în Subcarpați, (Izvoarele Sucevei, Moinești, Aluniș, Pucioasa, Căciulata, Băile Olănești, Băile Govora). În Podișul Mehedinți și pe Valea Cernei apar la Balta, Bala și Băile Herculane.

6. *Izvoare sulfatate* sunt mai puțin mineralizate și provin de la mare adâncime. În România se găsesc la Oglinzi, Băltătești, Borlești, (jud. Neamț), Ivanda (jud. Timiș), Zăuan și Chiojd (jud. Sălaj).

7. *Izvoare clorosodice* au mineralizare ridicată, ca urmare a proceselor de dizolvare din masivele de sare. Ele se întâlnesc, de regulă, în preajma masivelor de sare care sunt foarte numeroase pe glob. În România apar la Cacica, Tg-Ocna, Slănic Moldova, Slănic (Prahova), Țintea, Băicoi, Telega, Ocnele Mari, Ocna Sibiului, Turda, Ocna Mureș, Cojocna, Balta Albă, Ianca, Movila Miresii, Batogu, Techirghiol etc.

8. *Izvoare iodurate* apar tot în regiuni cu depozite salifere. În România ape cu iod există la Vulcana Băi, Moreni, Berca, Sărata – Monteoru și Bazna, dar în acest ultim caz sunt situate în zona zăcămintelor de gaz metan.

Izvoarele radioactive

Multe izvoare minerale au o radioactivitate naturală prin îmbogățirea cu ioni radioactivi, din radiația rocilor eruptive acide, granite, porfire ș.a. Radioactivitatea se măsoară în picocurie (pCi), o unitate însemnând $3,7 \cdot 10^{10}$ dez/s (dezintegrări pe secundă), în rutherford ($1 \text{ rd} = 10^6 \text{ dez/s}$), în microrutherford ($\mu\text{rd} / 10^6 = 10^6 / 10^6 = 1 \text{ dez/s}$).

În funcție de gradul de radiocativitate, izvoarele radioactive din România, pot fi:

1. *Izvoare minerale foarte slab radioactive* care au $< 500 \text{ pCi}$ sau $18,5 \mu\text{rd}$. Apar la: Dănești, Mădăraș, Sâncrăeni, Leuta, Biborțeni, Malnaș Băi, Covasna, Vatra Dornei Băile Felix, 1 Mai, Călacea, Cojocna, Băile Govora, Mangalia (Pișota, 1995).

2. *Izvoare minerale cu radioactivitate slabă*, cu concentrații între $500 - 1\,000 \text{ pCi}$ sau între $18,5 - 37 \mu\text{rd}$. Sunt legate de vechile vetre

vulcanice și apar la Stoiceni, Sântimbru Băi, Cârța, Vlăhița, Stâna de Vale, Moneasa, Buziaș.

3. *Izvoare minerale cu radioactivitate moderată*, care au între 1.000–5.000 pCi sau 37–185 μ rd. Apariția lor este legată de rocile eruptive acide, granite, gresii, de marnele din flișul carpatic etc. Apar la Bilbor, Borșa, Valea Vinului, Oradea, Lipova, Timișoara, Topalu, Căciulata, Călimănești, Băița, Tulgheș, Geoagiu Băi, Slănic Moldova.

4. *Izvoare minerale cu radioactivitate mare* cuprinse între 5 000–10 000 pCi (185–370 μ rd) apar la Borsec, Someșeni și Jibou.

5. *Izvoare minerale cu radioactivitate deosebită* care au o concentrație mare de radon (peste 10 000 pCi) și mai mult de 370 μ rd. Se găsesc la Sângeorz Băi, Băile Tușnad și Băile Herculane.

Răspândirea izvoarelor minerale în România

Studiul izvoarelor minerale este legat, în primul rând, de importanța lor curativă, care a constituit elementul esențial pentru formarea și dezvoltarea unor stațiuni balneoclimaterice. Sunt în prezent peste 500 de localități cu izvoare minerale, multe dintre ele devenind stațiuni cu renume național și internațional. Pentru o succintă sinteză a principalelor aspecte legate de geneza, răspândirea și compoziția chimică a izvoarelor, vom avea în vedere marile unități de relief ale României (Pișota, 1995).

Carpații Orientali, prin mozaicul, complexitatea litologică și prezența lanțului vulcanic, cu multe depresiuni intramontane, au avut cele mai favorabile condiții de formare a izvoarelor minerale. Există în această unitate o largă arie de manifestări postvulcanice, cunoscută ca o aureolă mofetică care este favorabilă formării izvoarelor carbogazoase, prin prezența bioxidului de carbon degajat din interiorul scoarței. Ca urmare, în acest areal sunt semnalate peste 1 500 de izvoare minerale cu compoziție chimică diversă, fiind predominante izvoarele carbogazoase bicarbonatate, carbogazoase feruginoase și uneori sulfuroase în depresiuni.

Carpații Meridionali, prin constituția lor litologică sunt practic lipsiți de izvoare minerale, cu excepția Văii Cernei, unde sunt cunoscute și valorificate multe izvoare. Remarcate prin calitățile lor curative încă de pe vremea romanilor, aceste izvoare au fost principalul element de dezvoltare a stațiunii Băile Herculane. Izvoarele care apar pe axul văii provin din infiltrarea apelor vadoase care, ajunse în adânc la depozitele jurasice și cretacice, se încarcă cu săruri, le crește temperatura și gradul de radioactivitate și apar la zi ca izvoare sulfuroase, radioactive și hipertermale (40–69°C).

Munții Apuseni, cu diversitatea lor morfolitologică, pot fi separați în trei regiuni importante care se individualizează, din punct de vedere al izvoarelor minerale.

Regiunea munților Mezeș și Plopiș, din partea de nord, unde se remarcă prezența izvoarelor feruginoase, sulfuroase și sulfatate;

Depresiunea Beiușului cu izvoare oligominerale și hipotermale;

Culoarul Mureșului între Munții Metaliferi și Poiana Ruscă cu izvoare carbogazoase bicarbonatate, carbogazoase feruginoase și oligominerale termale.

În restul spațiului din Munții Apuseni nu se întâlnesc izvoare minerale.

Subcarpații Moldovei au în structura lor litologică formațiuni care favorizează formarea și apariția izvoarelor minerale. Printre acestea, se remarcă formațiunile miocene salifere care favorizează formarea și apariția izvoarelor clorosodice. În depozitele de vârstă paleogenă și neogenă se formează și apar la zi izvoarele sulfuroase, în timp ce izvoarele sulfatate se întâlnesc numai în nordul Subcarpaților Moldovei.

Subcarpații și Podișul Getic au un număr mare de izvoare clorosodice, ca urmare a extensiei depozitelor salifere, după care urmează izvoarele sulfuroase.

Podișul Transilvaniei și Podișul Someșan au un număr mare de izvoare clorosodice, ca urmare a formațiunilor salifere de la periferia Podișului Transilvaniei. Izvoare cu iod sunt în număr mic la Bazna și Sângeorgiu de Mureș și apar în depozitele sarmațiene bogate în gaz metan.

Podișul Moldovei are izvoare sulfuroase și sulfatate favorizate de formațiunile miocene sau de sărurile din argilele și marnele nisipoase din Sarmațian.

Podișul Dobrogei are un număr mic de izvoare minerale sulfuroase în partea de sud a spațiului dobrogean.

Câmpia Română are ape clorosodice în lacurile din partea de est a Câmpiei Române (Balta Albă, Căineni, Movila Miresii, Batogu, Ianca), sulfatate la Tâtaru, Amara, Ciocile, ori bicarbonatate la Craiova și Urzicuța.

Câmpia de Vest are preponderent izvoare oligominerale, dintre care unele sunt termale (Salonta, Băile 1 Mai, Băile Felix) și carbogazoase feruginoase (Păuliș, Lipova, Țipar, Tămășeu etc).

III. HIDROLOGIA RÂURILOR (POTAMOLOGIA)

Circuitul apei în natură poate fi analizat ca un sistem, la fel ca și organismul uman. În acest caz, rolul inimii, care colectează sângele și-l pompează în plămâni și înapoi în organism, este îndeplinit de Oceanul Planetar. Acesta trimite, prin evaporare, cea mai mare parte a apei care circulă prin atmosferă și cade sub formă de precipitații atât pe uscat, cât și pe ocean. Apa căzută sub formă de precipitații pe uscat poate urma mai multe căi. O parte se infiltrează în sol de, unde ori se reîntoarce la suprafața lui și se evaporă, ori este absorbită de rădăcinile plantelor și se pierde prin transpirație, sau își continuă drumul descendent până ajunge la orizonturile freatice. O altă parte este pierdută, chiar de la suprafața terenurilor prin evapotranspirație. Ceea ce rămâne la suprafața solului, în virtutea energiei potențiale pe care o are și a forțelor de gravitație, se va orienta pe linia de cea mai mare pantă spre formele negative ale scoarței care au rolul de a colecta acest surplus și a-l orienta spre nivelul Oceanului Planetar. Volumul de apă care se scurge prin rețeaua de râuri este dimensionat de condițiile climatice și, în primul rând, de relațiile existente între temperatură și precipitații.

Geograful francez Emm. de Martonne (1926) a analizat distribuția spațială a acestor elemente în raport cu debitele râurilor și a introdus indicele de ariditate (K), care definește gradul de uscăciune al unui climat, prin raportul dintre cantitatea de precipitații (P) și temperatura (T) la care se adaugă 10°C .

$$K = P / (T + 10^{\circ}\text{C})$$

Folosind acest indice, s-a stabilit că pentru a se forma o rețea de râuri, este necesar ca, în condițiile zonei temperate, stratul precipitațiilor anuale să fie de cel puțin 250 mm/an, pentru zona subtropicală de 500 mm/an, iar pentru cea aridă de 1 000 mm/an.

Condițiile climatice fac ca pe suprafața Terrei să existe întinse suprafețe în care nu putem vorbi de o rețea de drenaj, deoarece în zonele aride ca Sahara, Kalahari, Marele Deșert Australian ș.a. nu există scurgere superficială. Aceste areale din regiunile deșertice și semideșertice, lipsite de scurgere superficială și deci de râuri, se

numesc *areice*, iar fenomenul *areism*. Pentru arealele în care precipitațiile depășesc evapotranspirația și există scurgere, se întâlnesc două situații caracteristice:

- *Exoreism*, în cazul în care drenajul, prin căile de scurgere generate, orientează surplusul de apă spre Oceanul Planetar, iar regiunea implicată în acest proces se numește *exoreică*.

- *Endoreism*, dacă râurile de pe un teritoriu nu ajung să se verse în Oceanul Planetar, ci într-o mare, lac interior sau pierd apa, datorită infiltrației puternice. Arealul afectat este un spațiu *endoreic*. Cauzele acestui fenomen pot fi de natură climatică, când râuri viguroase coboară din munți spre regiuni deșertice, unde se pierd prin infiltrare și evaporare, cum se observă în Asia Centrală, Podișul Iran, Podișul Gobi, pe versantul sudic al Munților Atlas din nordul Africii, sau ajung în lacuri ca Ciad (Gâstescu, 1998). Evoluția geologică, alături de aridizarea condițiilor climatice ale unei regiuni pot genera, de asemenea, endoreism, cum se observă la Marea Caspică, în care se varsă râul Volga ș.a.

Hidrologia uscatului studiază partea din ciclul apei care se desfășoară la suprafața terenului între momentul căderii sub formă de precipitații și vărsarea în Oceanul Planetar sau într-o zonă endoreică.

La intrarea suprafeței terestre sub acțiunea agenților subaerieni, a început și împărțirea spațiului pentru drenaj în bazine hidrografice, mai mari sau mai mici, în funcție de configurația inițială a reliefului și de evoluția paleohidrografică până la starea lor actuală.

BAZINUL HIDROGRAFIC

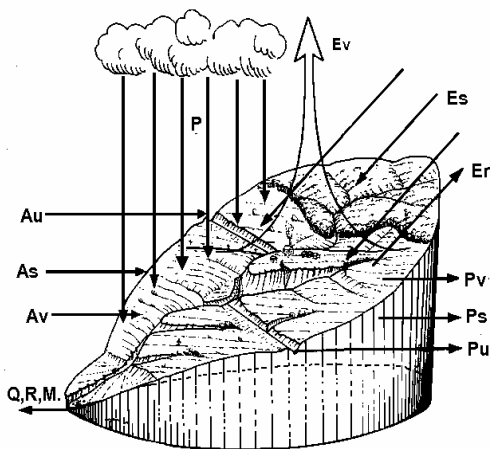
Definit ca arealul din cuprinsul căruia o arteră hidrografică principală își adună apele, prin afluenții săi, bazinul hidrografic poate fi individualizat și caracterizat printr-o serie de parametri morfometrici bine precizați. El poate fi considerat ca un sistem deschis în care au loc, în permanență, schimburi de materie și de energie cu mediul înconjurător. Faptul că o astfel de unitate teritorială poate fi precis delimitată prin cumpelele de apă, prezintă un foarte mare avantaj pentru studiile cantitative, putându-se face o estimare precisă a cantităților de materie și de energie intrate și ieșite din bazin.

Considerând un bazin, cu toate părțile componente și însușirile lor, ca un întreg, vom constata că suprafața acestuia este supusă unui flux continuu de materie și de energie. Principala cale de pătrundere a materiei în bazin o constituie precipitațiile. La acestea se adaugă

intrările din bazinele vecine pe cale subterană (As), cu ajutorul vântului (Av) sau prin intervenția omului (Au) (fig. 34).

Intrarea materiei în bazin este însoțită de o cantitate de energie proporțională cu masa, dar în afară de aceasta, suprafața oricărui bazin recepționează energie de la Soare, prin insolație. O parte din cantitățile de materie și de energie se înmagazinează ca urmare a proceselor fizico- și biochimice, iar alta părăsește limitele bazinului pe diferite căi. Astfel, cantitatea de apă neînmagazinată se evaporă (Ev), poate fi trecută în alte bazine ca urmare a acțiunii vântului (Pv), pe cale subterană (Ps) sau ca urmare a intervenției omului (Pu). O parte din energia primită (Es) este reflectată de suprafața bazinului și se pierde în spațiu (Er). Acest schimb cu mediul înconjurător este permanent și constituie premisa existenței oricărui bazin hidrografic.

Fig. 34. - Schema schimburilor de masă și de energie ale unui bazin hidrografic cu mediul înconjurător. P, precipitații; Av, aport datorită vântului; As, aport subteran; Au, aport ca urmare a intervenției omului; Es, radiația solară; Q, R, M, scurgerea lichidă, solidă și chimică; Ev, evapotranspirație; Ps, pierderi subterane; Pv, pierderi datorită vântului; Pu, pierderi ca urmare a intervenției omului; Er, energia reflectată și radiată.



Intrările și ieșirile de materie și de energie în decursul timpului, în raport cu substratul geologic, au generat actuala configurație a bazinului, caracteristicile sale morfometrice și întreaga gamă a peisajelor pe care societatea le folosește.

Elementele morfometrice ale bazinului hidrografic

Cumpăna de ape este linia care separă bazinele hidrografice vecine, unind punctele cu cele mai ridicate altitudini. În plan, aceasta reprezintă perimetrul bazinului hidrografic, cu un rol foarte important în calcularea coeficientului de formă a bazinului. Delimitarea

bazinului hidrografic prin cumpăna de ape se face pe baza hărților topografice. Ea urmărește configurația curbelor de nivel și cotele topografice, trasarea neconstituind o dificultate în regiunile cu energie de relief. În regiunea de câmpie este însă mai dificil de identificat și de marcat pe hartă.

Cumpăna de suprafață delimitează arealul de pe care artera hidrografică principală își adună apele prin scurgerea superficială. În afară de aceasta, un bazin hidrografic mai are o cumpănă a apelor subterane, care nu întotdeauna coincide cu cea superficială. Sunt multe cazurile în care alimentarea apelor subterane se face într-un bazin și deversarea lor se realizează pe cale subterană în altul. Cele mai clasice exemple sunt ale regiunilor carstice, în care apele trec dintr-un bazin în altul. Apele din bazinul superior al Jiului de Vest, de exemplu, trec prin calcare și apar pe cale subterană în bazinul Cernei.

Cumpăna apelor este un element dinamic, care, în decursul evoluției paleogeografice a bazinului, se poate modifica prin captări între bazinele vecine.

Perimetrul bazinului reprezintă lungimea proiecției orizontale a cumpenei apelor. Pentru a obține valori cât mai apropiate de realitate, se poate determina o înălțime medie a cumpenei apelor și o pantă medie a perimetrului (I_p), luând în calcul raportul dintre dublul diferenței de nivel dintre cel mai înalt vârf și gura de vărsare (ΔH) și lungimea în km a cumpenei apelor (P)

$$I_p = 2\Delta H / P$$

Înălțimea medie (h_m) a cumpenei apelor se determină ca semisuma înălțimii medii a vârfurilor (h_v) și a înșeuărilor (h_s).

$$h_m = (h_v + h_s) / 2$$

Suprafața bazinului (S_b) reprezintă spațiul drenat de rețeaua de cursuri temporare și permanente, delimitată de cumpăna de ape și exprimată în km^2 sau în ha. Determinarea suprafeței bazinului se poate realiza prin metode grafice, mecanice și electronice.

Metodele grafice se folosesc în cazul în care nu se dispune de instrumentele necesare. Dintre acestea, amintim metoda caroiajului, a figurilor geometrice care încadrează cel mai bine forma bazinului.

Metodele mecanice au o mai mare precizie și rapiditate și constau în folosirea planimetrelor.

Metodele electronice se folosesc tot mai frecvent, dată fiind ușurința de determinare a suprafeței bazinelor, în cazul în care se dispune de hardul și de softul corespunzător.

Forma bazinului hidrografic. Aprecierea formei pe care o are reprezentarea în plan a unui bazin hidrografic poate fi calitativă sau cantitativă. Estimările calitative au în vedere faptul că sunt bazine care se dezvoltă mai mult în cursul superior, cum este Jiul, Ialomița, Buzăul, în cursul mijlociu (Someșul, Trotușul) sau în cel inferior (Argeșul). Sunt apoi bazine dezvoltate uniform sau cu o îngustare în partea de mijloc, cum este Oltul. Forma bazinului poate fi apreciată calitativ ca fiind alungită, ovală în evantai ș.a.

Evaluarea cantitativă a formei bazinului este însă foarte importantă, pentru a se putea face legătura cu o serie de procese hidrologice. Astfel, este bine cunoscut faptul că în bazinele de formă rotundă, apele afluenților ajung aproximativ în același timp în centrul geometric al bazinului și ca urmare viiturile se formează și se transmit repede, având o putere mai mare de eroziune și de transport. În schimb, într-un bazin alungit, afluenții se varsă decalat în spațiu, în cursul principal, iar viiturile sunt mai reduse ca amplitudine și au o putere mai mică de eroziune și de transport. Ca urmare, bazinele rotunde au o evoluție mai rapidă în comparație cu cele alungite.

Pentru evaluarea cantitativă a formei bazinului se folosesc mai multe formule, de fiecare dată comparându-se forma bazinului cu o figură geometrică de referință. Există mai multe propuneri în acest scop:

Factorul de formă (F_f). În 1932, R. E. Horton considera că un bazin dezvoltat normal trebuie să aibă o formă de pără ca un indiciu că bazinul a rezultat în urma proceselor de eroziune pe o suprafață inițială înclinată. Horton a luat ca figură de referință pătratul și a propus pentru factorul de formă, un raport adimensional între suprafața bazinului (S_b) și cea a pătratului care are latura egală cu lungimea maximă a bazinului (L_b).

$$F_f = S_b / L_b^2$$

Valorile obținute sunt aproape egale cu unitatea, în cazul în care bazinul se apropie de forma unui pătrat și scad, pe măsură ce forma bazinului devine tot mai alungită.

Raportul de circularitate (R_C). În 1953, V. C. Miller a propus, pentru aprecierea formei bazinului, raportarea suprafeței acestuia (S_b) la suprafața cercului (S_c) de aceeași lungime cu perimetrul bazinului.

$$R_C = S_b / S_c$$

În acest caz, cu cât raportul de circularitate este mai apropiat de unitate cu atât bazinul se apropie mai mult de forma unui cerc. În cazul bazinelor alungite, raportul are valori cu atât mai mici cu cât bazinul este mai alungit.

Raportul de alungire (R_a). În 1956, Schumm a propus ca figură de referință tot cercul, dar raportul de alungire a fost definit prin raportul dintre diametrul cercului cu aceeași suprafață ca a bazinului (D_b) și lungimea maximă a bazinului (L_b)

$$R_a = D_b / L_b$$

Valorile acestui indice variază între 0,64 și 1,27 pentru bazinele alungite și mai mari în cazul celor rotunde.

Coeficientul de dezvoltare a cumpenei apelor (C). În 1957, A. I. Cebotarev a propus pentru caracterizarea formei bazinului un raport între lungimea cumpenei apelor (C_a) și lungimea cercului de suprafață egală cu a bazinului (L_c).

$$C = C_a / L_c$$

În literatura românească s-a luat ca figură de referință pătratul.

În 1952, T. Morariu, I. Pișota, I. Buta, recomandă pentru forma bazinului (ρ) raportul dintre suprafața acestuia (S_b) și a pătratului cu latură (L) egală cu lungimea bazinului.

$$\rho = S_b / L^2$$

În 1965, C. Diaconu, D. Lăzărescu propun pentru forma bazinului diferite rapoarte între lungime (L), lățime medie (B) și suprafață (S_b). De exemplu, raportul B/L arată gradul de alungire în sensul că la valori subunitare bazinul este alungit, iar la valori supraunitare bazinul se apropie de un pătrat, este turtit sau în evantai deschis. Sunt astfel folosite rapoartele:

$$B / \sqrt{S_b} \quad \text{și} \quad \sqrt{S_b} / L, \text{ în care:}$$

are semnificația laturii pătratului de aceeași suprafață cu a bazinului. Rapoartele arată că la valori subunitare bazinul este alungit, iar la valori supraunitare are o formă turtită (Diaconu, Lăzărescu, 1965).

Raportul de formă (R_f). Pentru o evaluare mai obiectivă a formei bazinului, se folosește un raport între suprafața acestuia (S_b) și cea a pătratului care are același perimetru cu al bazinului (Zăvoianu, 1978).

$$R_f = S_b / (P/4)^2$$

S-a adoptat ca figură geometrică de comparație pătratul, având în vedere că acesta este poligonul perfect și aria pătratului, care are latura egală cu unitatea de lungime, constituie unitatea de măsură pentru suprafețe. Acest indice are valori apropiate de ale lui Horton, diferența constând în faptul că la numitorul raportului nu este lungimea maximă, ci suprafața unui pătrat care are aceeași lungime a perimetrului, ca cea a bazinului analizat.

Lungimea bazinului. Deși este un element important pentru caracterizarea dimensiunii bazinelor hidrografice, nu întotdeauna valorile obținute sunt concludente. În practică, se folosește acest parametru pentru a arăta distanța existentă între punctul de vărsare sau confluență și un punct pe cumpăna de ape, pe direcția izvorului. În literatura de specialitate se folosesc două mărimi:

- *Lungimea maximă* (L_{max}), ca distanța dintre izvor și vărsare, măsurată paralel cu linia principală de drenaj.

- *Lungimea medie* (L_m), ca un raport între suprafața bazinului (S_b) și lățimea acestuia (B):

$$L_m = S_b / B$$

În afara definirii de mai sus, lungimea bazinului poate fi estimată, la rândul ei, prin mai multe procedee:

- *Mediana.* În cazul în care bazinul are o formă neregulată, este greu de cuantificat lungimea medie. Pentru aceasta Apollonov (1963) a propus folosirea medianei, pentru a cărei estimare este necesară o paletă de celuloid cu cercuri concentrice și un orificiu central. Paleta se deplasează de la vărsare spre izvor, căutând, de fiecare dată, cercul care apreciază cel mai bine lățimea bazinului, marcând punctul central în așa fel încât, în final, să rezulte o mulțime de puncte care unite vor da lungimea medianei suprafeței bazinului.

- *Lungimea medie* (L) și *lățimea medie* (B) se determină cel mai obiectiv, pornind de la două elemente de bază: suprafața bazinului (S_b) și lungimea perimetrului acestuia (P). Asimilând forma bazinului cu un patrulater, cele două laturi sunt considerate ca fiind rădăcinile unei ecuații de gradul doi, în care produsul rădăcinilor dă suprafața bazinului ($S_b = L B$), iar suma acestora, jumătatea perimetrului ($P/2$) = $L+B$ (Zăvoianu, 1978).

În acest caz, cele două dimensiuni se obțin din ecuația:

$$L, B = \{(P/2) \pm [\sqrt{(P/2)^2 - 4S_b}]\} / 2$$

Formula permite ca, pe lângă determinarea celor două mărimi, să se aprecieze și forma bazinului în funcție de valoarea de sub radical. Astfel, dacă discriminantul este mai mare ca zero, bazinul are o formă alungită, dacă este egală cu zero forma bazinului este echivalentă cu a unui pătrat și dacă este mai mică decât zero se apropie de forma circulară. Acest ultim caz este foarte rar întâlnit în condiții naturale.

Lățimea bazinului (B) poate fi un raport între suprafața bazinului (S_b) și lungimea medie a acestuia (L_m). În cazul în care există calculată suprafața aferentă părții stângi (S_{bst}) și a celei drepte (S_{bdr}) a unui bazin

hidrografic, față de principala axă de drenaj se poate calcula și lățimea medie a acestora ca fiind:

$$B_{dr} = S_{bdr} / L \text{ și } B_{st} = S_{bst} / L$$

Altitudinea medie a bazinului (H_m) este un parametru foarte important, pentru a evidenția particularitățile genezei și ale regimului resurselor de apă, ale evapotranspirației și coeficientului de scurgere, în raport cu altitudinea medie a bazinelor. Ea arată la ce altitudine medie, față de nivelul mării, se găsește suprafața bazinului. Pentru a aprecia acest parametru, este necesar să se determine suprafețele parțiale dintre principalele curbe de nivel ($f_1, f_2, f_3, \dots, f_n$) și semisuma altitudinii curbelor de nivel care delimitează suprafețele respective ($h_1, h_2, h_3, \dots, h_n$). Deci:

$$H_m = (f_1 h_1 + f_2 h_2 + f_3 h_3 + \dots + f_n h_n) / S_b$$

Formula mai apare și sub formă prescurtată:

$$H_m = (\Sigma f_i h_i) / S_b$$

Având în vedere valorile acestui parametru, bazinele pot fi considerate de munte, dacă $H_m > 600$ m, de deal, cu altitudinea medie cuprinsă între 200 și 600 m și de câmpie sub 200 m.

Panta medie a bazinului (I_b) este un alt element cantitativ foarte important pentru caracterizarea vitezei de scurgere a apei pe versanți, a intensității proceselor de eroziune, a puterii de transport în albiile de râu. Este cunoscut că pantele mari sunt determinate fie de roci rezistente la eroziune, fie de roci friabile cu intense procese de eroziune și transport. Pentru a calcula panta medie a bazinelor hidrografice, se impune a determina lungimea principalelor curbe de nivel alese ($l_1, l_2, l_3, \dots, l_n$), echidistanța dintre ele (Δh) și suprafața bazinului (S_b):

$$I_b = \Delta h [(l_o + l_n)/2 + l_1 + l_2 + \dots + l_{n-1} + l_n] / S_b \text{ sau } I_b = (\Delta h \cdot \Sigma l) / S_b$$

Coeficientul de împădurire (C_p) ne arată, pentru un bazin hidrografic dat, care este gradul de împădurire sau în ce proporție un bazin hidrografic este acoperit cu păduri, lacuri, sau cu alte moduri de folosință. Se poate astfel calcula și un coeficient lacustru care ne arată care este ponderea suprafeței lacurilor într-un bazin dat, în cazul în care acestea sunt reprezentative.

Pentru coeficientul de împădurire, se impune a calcula suprafața pădurilor (S_p) și pe cea a bazinului hidrografic (S_b):

$$C_p = (S_p / S_b) 100$$

Acest coeficient este deosebit de important, pentru procesul de formare și de transmitere a undelor de viitură, cunoscut fiind rolul pădurii în formarea și în atenuarea scurgerii maxime.

Dispunerea suprafețelor față de axa de drenaj

Coeficientul de asimetrie a bazinului (a) scoate în evidență repartiția suprafeței bazinului față de axa de drenaj. Și în acest caz se impune a cunoaște suprafețele existente pe partea stângă (S_{st}) și pe cea dreaptă (S_{dr}) a cursului principal. În acest caz, coeficientul de asimetrie (a) este:

$$a = [2 (S_{st} - S_{dr})] / S_b$$

Graficul circular de repartizare a suprafețelor bazinale are calitatea de a arăta cum sunt dispuse suprafețele bazinale și interbazinale în raport cu cei doi versanți ai bazinului. În acest caz, dacă nu dispunem de un calculator, care poate realiza într-un timp scurt un astfel de grafic, se impune a se cunoaște suprafața bazinului și a subbazinelor. Pentru a determina ponderea în grade a fiecărui subbazin (S_b^o) de suprafață (f_s), se folosește formula:

$$S_b^o = (f_s \cdot 360^o) / S_b$$

Calculând ponderea în grade a fiecărui versant stâng și drept, a fiecărui subbazin și interbazin se poate ușor determina diagrama circulară a suprafeței bazinului (fig. 35).

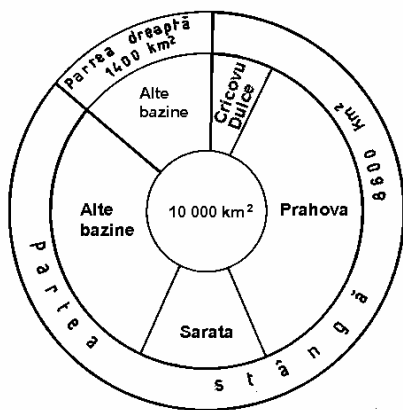


Fig. 35. - Graficul circular de repartizare a suprafețelor bazinale atât pe subbazine, cât și pe partea stângă și pe cea dreaptă a râului Ialomița.

Graficul de creștere a suprafeței bazinului în raport cu lungimea.

În multe situații este necesară o imagine grafică atât a repartiției suprafețelor pe cele două părți ale bazinului, cât și pe subbazine cu precizarea poziției lor spațiale. În acest scop, se folosește graficul de creștere a suprafeței bazinului proporțional cu lungimea de la izvor la vărsare. Pentru aceasta se impune a se cunoaște distanța de la vărsare la principalele confluențe și suprafețele bazinale și interbazinale de pe ambele părți ale râului principal cumulate de la izvor spre vărsare (fig. 36).

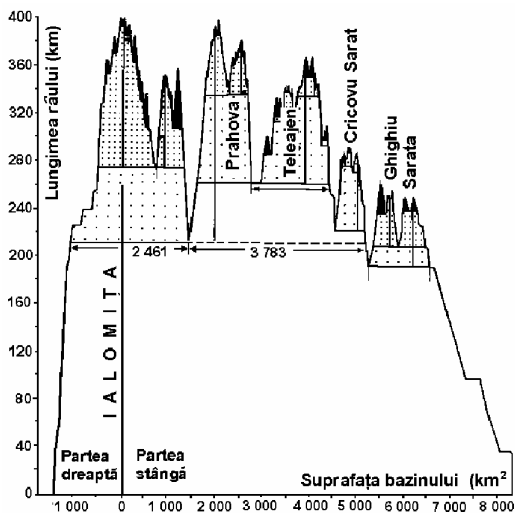
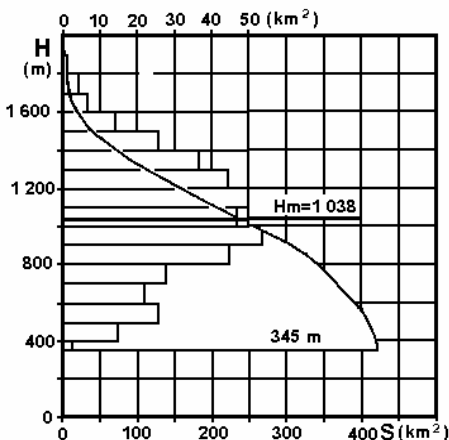


Fig. 36. - Creșterea suprafeței bazinului râului Ialomița în funcție de lungimea cursului principal și distribuția suprafețelor bazinale și interbazinale pe cele două părți ale cursului principal.

Curba hipsografică ne arată cât din suprafața unui bazin hidrografic se găsește deasupra unei înălțimi date. Ea este ușor de construit în cazul în care s-a determinat altitudinea medie, folosind planimetrarea suprafețelor parțiale dintre curbele principale. Cu datele astfel obținute, se poate construi o histogramă, având în ordonată altitudinile, iar în abscisă suprafețele parțiale (fig. 37).

Se poate astfel observa frecvența suprafețelor pe trepte de altitudine cu evidențierea cazurilor, când o suprafață mai mare este în cursul superior, în cel inferior, sau când există o distribuire echilibrată a acestora în lungul axei de drenaj.

Fig. 37. - Curba hipsografică a bazinului Doftana, afluent pe partea stângă al Ialomiței și distribuția frecvenței suprafețelor pe trepte de altitudine.



În cazul în care suprafețele parțiale se cumulează de la cele mai mari altitudini spre cele mai mici, se obține o curbă hipsografică a bazinului respectiv. Studiul curbelor hipsografice este important pentru a preciza o serie de aspecte legate de evoluția paleogeografică a bazinului. Ele pot reliefa o serie de trepte morfologice legate de evoluția reliefului și pot ajuta la determinarea volumului de material erodat în decursul evoluției geomorfologice, dacă se cunoaște de la ce nivel inițial a pornit evoluția bazinului respectiv. Curbele hipsografice se pot determina în unități absolute sau procentuale, pentru a permite o mai bună comparare a bazinelor de diferite mărimi.

REȚEAUA HIDROGRAFICĂ

Categoriile morfologice generate de scurgerea lichidă

Apa care se scurge la suprafața pământului sub acțiunea gravitației se poate deplasa sub forma unei lame de apă, sau ca un șuvoi concentrat pe locurile mai adâncite. Sub formă concentrată are o forță mai mare de eroziune și treptat se va adânci și mai mult în suprafața terenului. Această adâncire este în funcție de masa de apă care se deplasează, de caracterul ei (temporar sau permanent) și de rezistența

pe care o opune substratul. Aceste forme negative, după caracterul și dimensiunile pe care le au, pot fi:

Rigole sau șanțulețe adâncite, în formă de V, formate, de regulă, fie pe brazda plugului, când arătura s-a executat pe linia de cea mai mare pantă, fie pe drumurile de căruță de pe versanți, pe traseele roților. Adâncimea rigolelor poate atinge 20-30 cm, maxim 50 cm. Aceste forme au profilul longitudinal paralel cu al versantului, drumurile afectate putând fi încă folosite. Pe terenurile cultivate, ele pot dispărea prin prelucrarea viitoare a solului. Din punct de vedere hidrologic, au apă numai în timpul ploilor sau al topirii zăpezilor.

Ogașe care succed rigolele, dacă acestea nu au fost nivelate la timp. Astfel, la următoarele ploi ele pot progresa în adâncime, prin eroziune, ca urmare a capacității sporite de a concentra un volum mai mare de apă. Adâncimea unui astfel de organism poate varia de la 0,2 la 2 m, cu lățimea de la 0,5 la 8 m. După adâncime, aceste forme pot fi împărțite în:

- ogașe mici, cu adâncimi între 0,2 și 1 m și
- ogașe mari, între 1,0 și 2 m.

În relief sunt foarte bine individualizate, cu profil transversal în formă de V. Profilul longitudinal apare ca o linie paralelă cu cea a versantului, cu lungimi de la zeci la sute de metri. Cele mai mici ogașe de pe terenurile cultivate pot fi nivelate prin lucrări agrotehnice. Ogașele formate pe drumuri de căruțe prin adâncire le fac impracticabile (fig. 38).

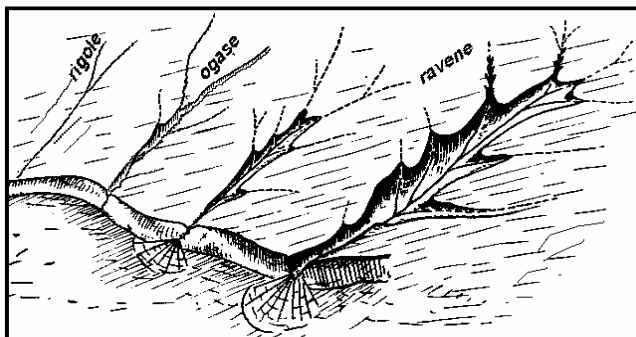


Fig. 38. - Categoriile morfologice elementare prin care are loc scurgerea de versant.

Ravenele sunt cele mai spectaculoase organisme, care nu mai pot fi nivelate decât prin măsuri speciale. O ravenă poate fi o viitoare vale a unui pârau, dacă intersectează orizontul de ape freatică. Adâncimea

unei ravene poate varia, în funcție de rezistența materialului în care este săpată, între 2 și 30 m.

În practică ravenele se clasifică, după *adâncime* în:

- ravene mici, cu adâncimi între 2 și 5 m;
- ravene mijlocii, cu adâncimi între 6 și 10 m;
- ravene mari, cu adâncimi de peste 10 m.

După *lungime*, pot fi:

- ravene scurte, care au sub 300 m;
- ravene lungi, care au între 300 și 1 000 m;
- ravene foarte lungi, care au peste 1 000 m.

După *suprafața bazinului*, se pot deosebi:

- ravene cu bazine mici sub 10 ha;
- ravene cu bazine mijlocii, între 10 și 30 ha;
- ravene cu bazine mari, între 30 și 100 ha;
- ravene cu bazine foarte mari, peste 100 ha.

Lățimea unor astfel de căi de scurgere poate varia între 8 și 50m.

Văiușă este o vale mică, scurtă și puțin adâncită cu versanții slab înclinați, cu fundul concav și cu scurgere temporară formată în condițiile unui relief cu energie redusă.

Vâlcea este forma negativă cu muchia și versanții slab înclinați și fixați de vegetație, cu fund concav sau plat, fiind un stadiu mai avansat al ravenei. La câmpie, versanții sunt slab înclinați și folosiți ca terenuri arabile, pășuni, grădini sau livezi de pomi fructiferi. Adâncimea este de câțiva metri, lățimea de zeci sau sute și lungimea poate ajunge până la 10 – 15 km. Lățimea fundului variază de la 30 la 150 – 200 m. Poate avea scurgere permanentă sau temporară.

Valea reprezintă stadiul cel mai avansat al categoriilor morfologice de scurgere. În profil longitudinal, ca toate formele anterioare, are o pantă care descrește spre aval, fapt care permite cursului de apă să exercite și o eroziune laterală. Are o luncă bine dezvoltată și chiar terase, iar la câmpie are un traseu sinuos. Putem deci defini valea ca o formă negativă de relief, îngustă și alungită, cu panta în descreștere spre aval, creată prin acțiunea apelor curgătoare. În profil transversal o vale este formată din albia minoră, majoră, terase și versanți.

Categoriile hidrologice de scurgere a apei

După modul în care se produce scurgerea lichidă și după mărimea volumului de apă care se scurge prin aceste forme negative, deosebim: torenți, pâraie, râuri și fluvii.

Torentul este curgerea printr-o formă negativă (ogaș, ravenă), numai în timpul ploilor torențiale sau al topirii zăpezilor, cu pante și viteze de scurgere mari. Denumirea vine de la un termen popular italian, care înseamnă o scurgere năvalnică a apelor de ploaie adunate în șuvoaie. Scurgerea se caracterizează prin viituri puternice, tumultuoase, dar de scurtă durată, care încetează repede după sfârșitul ploii. Ca urmare a pantelor mari în profil longitudinal, aceste formațiuni hidrologice au o mare putere de eroziune și de transport, care antrenează mari cantități de aluviuni în suspensie, prin salt, târâre sau rostogolire. În timpul viiturilor, suprafața apei este bombată spre mijlocul albiei, uneori cu puternice turbioane care se deplasează cu mare mobilitate. Acest caracter al scurgerii se poate întâlni și la pâraie sau râuri de munte și de deal în timpul viiturilor.

Un *organism torențial* se poate caracteriza, după cum arăta Surell în 1870, printr-un bazin de recepție, un canal de scurgere și un con de dejecție. La noi în țară, aceste forme au fost amănunțit descrise de geografii Gh. Vâlsan și V. Tufescu. Cele trei elemente principale, au fost extinse la orice sistem fluvial de către Schumm (1977). Un torent are un izvor, un con de dejecție bine dezvoltat, în timp ce la un râu acesta din urmă poate lipsi. Din punct de vedere genetic, un organism torențial precede pe cel fluvial.

Pârâul este o apă curgătoare mică, care poate avea scurgere permanentă, dar și perioade de secare, în funcție de sursele de alimentare. Pârâiele sunt în general artere hidrografice, cu o lungime mai mică de 50 km, bazinul sub 300 km² și un debit mediu multianual sub 1 m³/s. Prin unirea mai multor pâraie se formează un râu.

Râul este un curs de apă cu o albie bine individualizată, din punct de vedere morfologic. Scurgerea are un caracter predominant permanent, care nu depinde numai de scurgerea de suprafață, având și o alimentare subterană, dar cu ponderi diferite de la o regiune la alta. Sunt cazuri în care râuri mari situate în regiunile aride și semiaride ajung la fenomenul de secare o bună parte din an. De regulă, râurile se varsă în alte cursuri de apă mai mari, în lacuri, mări sau oceane. De exemplu, Cibinul, Lotrul, Topologul, Oltețul se varsă în Olt, Dâmbovița în Argeș, Prutul, Ialomița, Siretul în Dunăre, iar aceasta în Marea Neagră. Uneori, în regiunile aride și semiaride, râurile nu au gură de vărsare, apa lor pierzându-se treptat în depozitele de albie sau evaporându-se.

Existența râurilor este direct legată de bilanțul pozitiv al apei. Prezența sau absența masei de apă în forma morfologică permite și clasificarea arterelor hidrografice în:

- organisme cu *scurgere permanentă*, la care nu se semnalează fenomenul de secare, nici în cei mai secetoși ani, alimentarea subterană având un rol important și suplinind absența scurgerii superficiale în perioadele deficitare;

- organisme cu *scurgere sezonieră* sau *semipermanentă*, care în perioada anotimpului sau a sezonului secetos pot fi lipsite de apă, în cazul în care rezervele alimentării subterane sunt epuizate;

- organisme cu *scurgere temporară*, care nu au apă decât în timpul ploilor torențiale.

În regiunile aride, formele morfologice, care au apă numai în timpul ploilor torențiale, se numesc ueduri.

Fluviul, a intrat ca termen în limbajul geografilor, pentru un râu de dimensiuni foarte mari care se varsă într-o mare sau ocean. Termenul provine de la cel de origine latină „flumen”, care înseamnă apă care curge printr-o vale, preluat de francezi ca „fleuve”. Denumirea nu este unanim acceptată. În limba engleză este sinonim cu râul, fără a fi o categorie aparte. Fluviul are un grad mai mare de complexitate a regimului de scurgere, rezultat din vastele suprafețe pe care le drenează afluenții lui. În general, în literatura de specialitate întâlnim, adesea, termenul de râu pentru toate arterele hidrografice, indiferent de mărime (Amazon 7 025 km, Nil 6 670 km, Mississippi 6 420 km ș.a.).

Elementele unui curs de apă

La orice curs de apă deosebim următoarele părți:

1. Izvorul râului sau obârșia acestuia, ca fiind locul în care artera hidrografică capătă un contur morfologic și o scurgere temporară sau permanentă. Sunt cazuri când acest punct este situat sub un ghețar, iese dintr-o mlaștină sau dintr-un lac. Pentru râurile mari se ia adesea ca izvor punctul de confluență a două râuri cu denumiri diferite.

2. Cursul râului reprezintă traseul parcurs de apă între izvor și vărsare care, în funcție de trăsăturile morfologice, fizico-geografice și hidrologice, se împarte în trei sectoare, astfel:

- a. *Cursul superior* desfășurat, de regulă, în regiunea de munte, dar și la deal și câmpie, are viteze mai mari ale apei și debite crescute în funcție de

aportul afluenților principali. Se manifestă puternic acțiunea de eroziune și apar în profilul longitudinal praguri, repezișuri, cascade și marmite, în funcție de stratele de rocă peste care trece.

b. *Cursul mijlociu*, de regulă, în zonele de deal și de podiș are valori mai reduse ale pantelor și vitezelor de scurgere, valea se lărgeste și se observă o reducere a puterii de eroziune și de transport, favorizând creșterea treptată a sedimentării. Are o albie majoră, formată în depozite aluviale cu acumulări de ape freatice.

c. *Cursul inferior* situat, de regulă, în regiunea de câmpie, dar și la deal și munte cu o pantă mai redusă în profilul longitudinal, cu un grad mai mare de sinuozitate sau de meandrare, viteză redusă, eroziune foarte slabă și sedimentare accentuată. Delimitarea acestor sectoare este subiectivă și are în vedere configurația reliefului și a bazinului analizat.

3. Gura de vărsare este locul în care apele râului se unesc cu ale altei unități acvatice (râu, lac, fluviu, mare sau ocean). Este mai bine individualizată ca izvorul.

Sunt și râuri a căror apă nu ajunge la colector, din cauză că apa se evaporă sau se infiltrează în depozitele de albie foarte permeabile. În acest caz, partea din aval a râului este „râu orb”, cum se întâlnește în regiunile aride, în care nu se poate individualiza gura de vărsare (cum este cazul râurilor de pe versantul sudic al munților Atlas, din Asia Centrală, râurile Murgab, Zeravșan, Tedjen din Deșertul Karakum, cele din Podișul Gobi sau din Deșertul Takla-Makan).

La râuri se pot deosebi mai multe tipuri de guri de vărsare:

- Când un râu se unește cu altul mai mare, locul de unire se numește *confluență*, râul care se varsă se numește *afluent*, iar cel care primește, curs principal.

- Când un râu se varsă într-un lac, mare sau ocean, locul de vărsare poate fi și un liman, un fiord, un estuar sau o deltă.

Limanul reprezintă gura unei văi inundată de ape, ca urmare a ridicării nivelului marin, a barării cu un cordon marin, sau datorită barării văii unui afluent de grindul râului colector. Se deosebesc, din acest punct de vedere, două tipuri de limanuri:

- *Limanurile fluviatile* apar, când cursurile unor afluenți sunt barate de grindurile râului principal, cum se observă la afluenții din cursul inferior al Ialomiței (Snagov, Căldărușani, Fundata, Strachina etc.).

- *Limanuri maritime* formate în jurul mărilor, care nu au maree, cum este Marea Neagră, unde este cunoscut limanul Nistrului, sau limanele unor cursuri mai mici ale căror guri de vărsare au fost barate de cordoane litorale, cum este cazul lacurilor Tașaul și Techirghiol.

Fiordul (termen de origină norvegiană) este rezultatul invadării de către apele marine a unei văi de eroziune glaciară îngustă și cu versanții laterali abrupti. Sunt tipice pentru țărmul vestic al Peninsulei Scandinave, al Noii Zeelande ș.a. Cele mai mari fiorduri ajung la 150 km lungime și pot avea adâncimi mari (până la 1 000 m).

Ria este termenul propus de F. von Richthofen, în anul 1886, pentru o gură de vărsare îngustă reprezentând o vale fluviatilă de pe o câmpie de eroziune, invadată de apele mării, caracteristică pentru partea de nord-vest a Franței și a Peninsulei Iberice.

Estuarul este gura de vărsare a unui râu, în mările deschise, cu marea puternice. Pendularea apelor marine prin flux și reflux, pe cursul inferior al râului, nu permite depunerea aluviunilor care sunt spălate continuu și antrenate în larg, încât gura de vărsare nu are sedimente depuse la vărsare. Cele mai mari estuare se întâlnesc la Rio de la Plata (200 km), Sf. Laurențiu (500 km) Amazon (1 500 km), apoi estuarul Senei, al Elbei, Tamisei etc. (fig. 39).

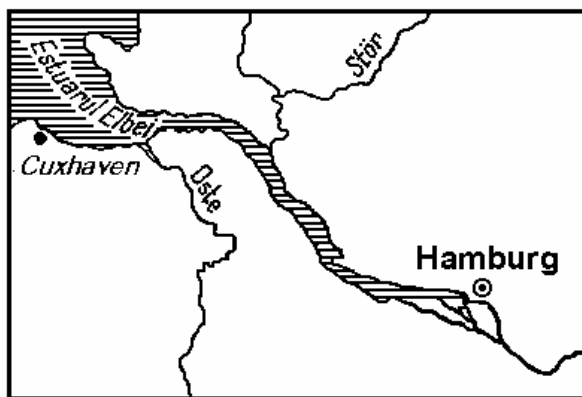


Fig. 39. - Estuarul Elbei format în condițiile unor marea puternice.

Delta este zona de acumulare a materialului aluvionar adus de un râu și depus la gura de vărsare, de regulă, sub forma unui evantai care seamănă cu litera grecească Δ . Se formează la contactul apelor fluviiale cu cele marine, la țămurile marine, lacustre, sau în golfuri lipsite de marea, unde viteza se reduce și tot materialul adus în suspensie, prin târâre sau rostogolire se depune, formând grinduri de nisip, ostroave,

insule, printre care apele râului se ramifică. După condițiile de formare, se pot deosebi mai multe tipuri de delte:

Delte lacustre, care se pot forma în condițiile unei înclinări accentuate a fundului lacului, depunerile având aspectul unui con de dejecție, cum se observă la râul Selenga, care se varsă în Lacul Baikal. În cazul în care înclinarea fundului este mică, materialul se depune succesiv și delta poate ieși la suprafață (Delta Volgăi din Marea Caspică).

Delte marine se formează din aluviunile aduse de râuri și depuse la contactul apelor dulci cu cele marine cu salinitate mai mare, în lipsa mareelor, dar cu existența valurilor, a unei platforme continentale ușor înclinate și a curenților litorali. În funcție de cantitatea de aluviuni, de înclinarea platformei, se va forma o deltă mai mare sau mai mică.

După forma pe care o au se deosebesc:

Delte triunghiulare, care rezultă din activitatea unei singure artere cu frontul deltaic mult înaintat în mare, cum este la râul Tibru, São Francisco (fig. 40).

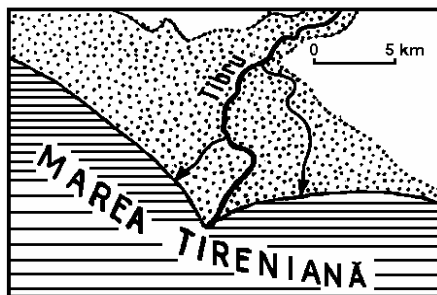


Fig. 40. - Delta râului Tibru de tip triunghiular.

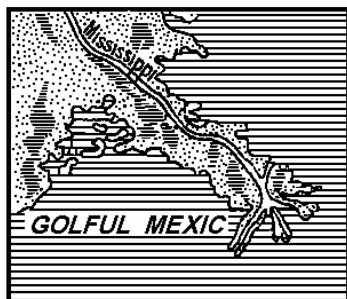


Fig. 41. - Delta fluviului Mississippi de tip digitat.

Delte sagitate, care înaintează în mare ca un vârful de săgeată (Ebro-Spania).

Delte rotunjite, care au frontul deltaic convex și cordoane litorale, ca la Niger, Yukon, Lena.

Delte digitate, care pătrund adânc în apele mărilor închise, cu adâncimi reduse și cu curenți litorali slabi. În vârful brațului principal are loc o intensă depunere de aluviuni împrăștiată în evantai de brațe secundare asemănătoare unor degete. La activitatea brațelor se adaugă crearea grindurilor laterale care lărgesc arealul deltei. Un exemplu tipic îl constituie delta fluviului Mississippi, care înaintează în mare cu aproximativ 60 m pe an (fig. 41).

CONFIGURAȚIA PLANICĂ A REȚELEI HIDROGRAFICE

Prin rețea hidrografică se înțelege atât totalitatea formelor negative de scurgere liniară a apei dintr-un bazin hidrografic, în care sunt incluse cursurile permanente și temporare, cât și lacurile, mlaștinile etc. Tot ansamblul de râuri, care se îndreaptă constant pe linia de cea mai mare pantă, prin confluente succesive, spre același punct de vărsare, alcătuiesc un sistem fluviatil sau un sistem hidrografic. După modul cum se varsă într-un colector mai mare, deosebim:

Sisteme fluviatile independente, când râurile se varsă direct într-un lac, mare sau ocean, ca, de exemplu Amazonul, Nilul, Dunărea, Volga ș.a.

Sisteme fluviatile dependente, care se varsă în alte râuri mai mari care le transportă apele mai departe, cum sunt de exemplu: Cibinul, Lotrul, Topologul afluenți ai Oltului sau Jiul, Ialomița, Siretul, Prutul și alți afluenți direcți ai Dunării.

Sisteme de clasificare a rețelei de râuri

Pentru clasificarea rețelei de râuri, s-au folosit, în decursul timpului, mai multe criterii calitative sau cantitative, luând de bază configurația în plan, sau o serie de elemente ca lungimea cursurilor, adâncimea, direcția, debitul sau poziția lor față de colectorul principal. Dintre încercările de tipizare a aspectului planic, remarcăm clasificările efectuate de P. Coteț și Bondarciuk.

Coteț (1951) distinge, din acest punct de vedere, 8 tipuri de rețele: dendritică de forma unui arbore, rectangulară, în gratii, radiară, convergentă, inelară, opusă, sucită. Încercările ulterioare au găsit mult mai multe tipuri de rețele, remarcând, pe lângă modelul dendritic și pe cel unghiular, inelar, paralel, subparalel, centrifugal radiar, centripetal radiar ș.a. (fig. 43).

Bondarciuk distinge, după modul de confluență, trei sisteme de rețele:

- *sistemul dendritic*, în cazul în care afluenții se varsă în colectorul principal sub un unghi ascuțit;
- *sistemul penat*, cu confluențele sub un unghi cuprins între 65 și 90°;
- *sistemul radial* specific conurilor vulcanice și reliefului insular.

Prin încercările lor de a pune clasificarea rețelei hidrografice pe baze cantitative și pe criterii mai obiective, se remarcă mai mulți autori:

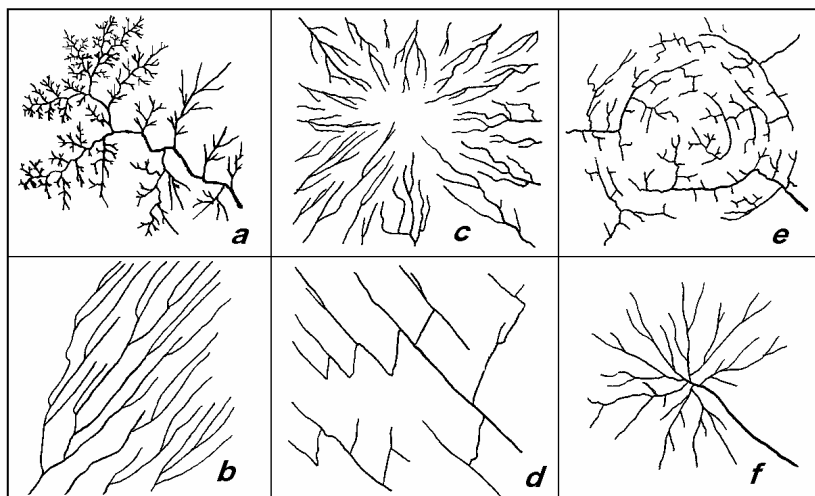


Fig. 43. - Modele de organizare a rețelei hidrografice: a, dendritic, denumit și arbore; b, paralel; c, centrifugal radial; d, unghiular; e, inelar; f, centripetal radial.

Gravelius, în 1914, a propus un sistem de ordonare a rețelei de râuri, în raport cu poziția afluenților față de colectorul principal. Conform acestui sistem, cursul principal care se varsă într-o mare, ocean sau lac este de primul ordin. Toate arterele care se varsă în cele de primul ordin sunt de ordinul doi, indiferent de mărimea lor. Cursurile care se varsă în cele de ordinul doi sunt de ordinul trei ș.a.m.d. Ne aflăm în fața unui sistem care își păstrează ordinul de la vărsare până la izvor și nu ține cont decât de poziția afluenților față de cursul principal. În acest caz, Dunărea, fiind de primul ordin, este în aceeași categorie cu Nistrul, Telița, sau Casimcea din Dobrogea, râuri cu care nu se aseamănă din nici un punct de vedere. În acest sistem, cele mai mici ramificații au ordine de mărime diferite, în funcție de poziția pe care o au față de cursul principal. Sistemul se folosește și în prezent (fig. 44).

Horton, în 1945, a inversat sistemul de clasificare a rețelei de râuri atribuind ordinul unui nu colectorului principal, ci talvegului elementar, care nu mai primește nici un alt afluent. Cursul de ordinul doi primește cel puțin unul sau mai mulți afluenți de primul ordin și numai din aceștia. În momentul în care un curs de ordinul doi se

unește cu altul de același ordin, va rezulta un curs de ordinul trei ș.a.m.d. Și în acest sistem, cursul principal își păstrează ordinul pe care îl are de la vărsare, până la izvor (fig.44).

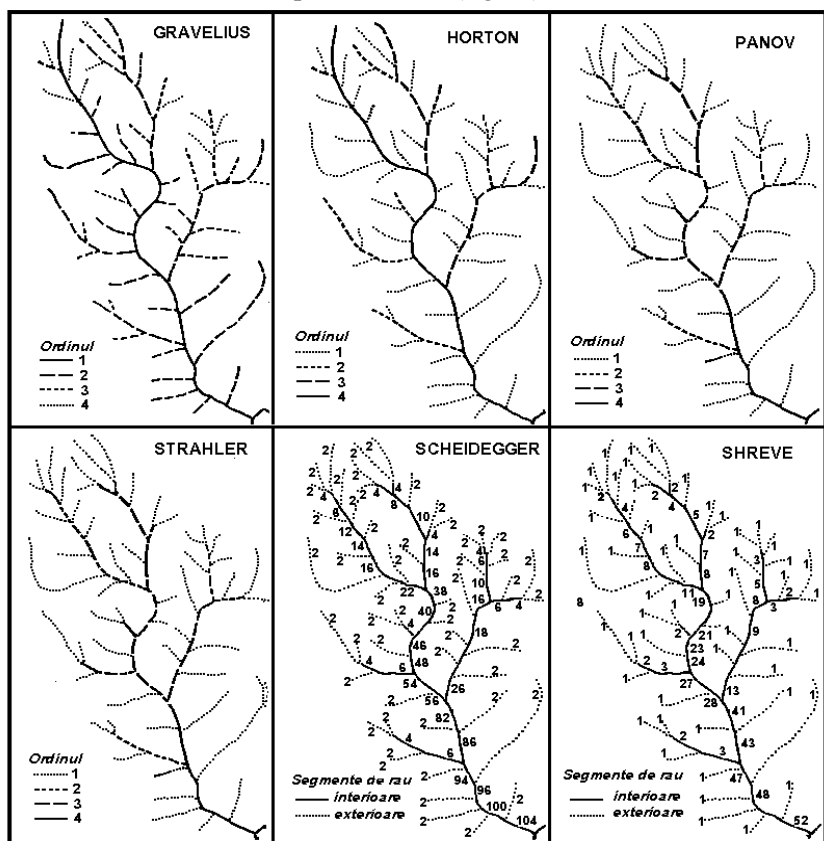


Fig. 44. Sisteme de clasificare a rețelei hidrografice

Panov, în 1948, a propus o clasificare foarte apropiată de cea a lui Horton, cu deosebirea că cel mai mare curs nu mai are același ordin de la izvor la vărsare. El va rezulta numai după unirea a două cursuri de ordin imediat inferior (fig. 44).

Strahler, în 1952, definitivează și consacră acest sistem de clasificare, pentru care cursul de primul ordin se păstrează ca definiție. Cursul de ordinul doi apare numai după confluența a două cursuri de primul ordin și ține până când acesta se unește cu un alt curs de același

ordin ș.a.m.d. Un curs de un anumit ordin poate primi afluenți de ordine inferioare, dar trecerea lui, la un ordin superior se va realiza numai în cazul în care se unește cu un alt curs de același ordin (fig.44).

Scheidegger, în 1965, arată că acest sistem ignorează afluenții de ordine mai mici decât al cursului în care se varsă. Dacă, de exemplu, un curs de ordinul patru se unește cu unul de ordinul trei, segmentul rezultat în aval va avea tot ordinul patru deși a primit un spor de suprafață și de debite de apă. Ca urmare, el propune un nou sistem, care merge tot de la mic la mare, atribuind mărimea doi segmentelor definite în sistemul Horton-Strahler ca fiind de primul ordin, în timp ce segmentele de ordine superioare rezultă din însumarea mărimii celor din amunte (fig. 44).

Shreve, în 1966, analizează clasificările anterioare și definește în rețeaua de albie două tipuri de segmente: *exterioare*, care se termină cu un izvor și care sunt considerate de mărimea unu și *interioare*, care la capătul din amunte se leagă cu alte două segmente, iar la cel din aval cu o confluență. În acest tip de clasificare, fiecare segment exterior are mărimea unu, iar dacă două segmente interioare n_1 și n_2 se unesc, segmentul nou rezultat va avea ca mărime suma celor două $n_1 + n_2$ (Zăvoianu, 1978, 1985).

Elementele rețelei hidrografice

Lungimea râurilor este dată de distanța (L), în km, măsurată pe cursul apei între izvor și vărsare. Se determină cu ajutorul curbimetrului sau cu un distanțier, cu o deschidere de lungime cunoscută, în funcție de scara hărții, sau folosind metode electronice. De regulă, se folosește lungimea cursurilor de apă măsurată pe hărți în proiecție cartografică. Dar se cunoaște că, în zona de munte, cursurile de apă au pante relativ mari și în cazul acesta lungimea măsurată pe hartă reprezintă cateta unui triunghi dreptunghic care este mult mai mică în raport cu ipotenuza. În acest caz, pentru a determina o lungime (L_r) cât mai apropiată de cea reală, se folosește lungimea proiecției cartografice a cursului (L_c), raportată la cosinusul unghiului de pantă (α).

$$L_r = L_c / \cos \alpha$$

În cazul în care o rețea de râuri se introduce în calculator prin digitizare sau prin alte mijloace, există posibilitatea ca lungimea cursului de apă să se obțină automat, cu ajutorul calculatorului, precizia rezultatelor depinzând de scara hărții digitizate sau scanate.

Densitatea rețelei hidrografice. Cunoscând lungimea rețelei de râuri care drenează un bazin hidrografic dat (ΣL) și suprafața acestuia

(S_b), se poate calcula densitatea de drenaj (D_d) sau densitatea rețelei hidrografice, efectuând un simplu raport între lungimea rețelei și suprafața bazinului:

$$D_d = \Sigma L / S_b \quad (km / km^2)$$

După gradul de detaliere la care lucrăm, vom putea deosebi o *densitate a rețelei hidrografice*, când se măsoară numai cursurile permanente sau o *densitate de drenaj*, în cazul în care se consideră lungimea tuturor arterelor de scurgere evidențiate morfologic.

Metoda de determinare și de generalizare depinde și ea de scopul urmărit. Sunt cazuri în care densitatea se calculează pe pătrățele cu laturile egale, folosind metoda izodenselor sau se poate calcula densitatea pe bazine hidrografice de diferite ordine.

Sinuozitatea râurilor. Se cunoaște că între izvor și vărsare, râurile au trasee care se abat, mai mult sau mai puțin, de la linia dreaptă, între cele două puncte, prezentând ondulații în plan sau curburi accentuate, succesive. Cauzele sunt, în primul rând, legate de configurația reliefului, de evoluția paleogeografică a cursului, de hidraulica albiei și de sinuozitățile provocate de interacțiunea dintre rezistența malului și dinamica albiei. Abaterile de la o linie dreaptă care ar uni izvorul cu vărsarea râului, sau două puncte de pe cursul de apă, se apreciază prin coeficientul de sinuozitate.

Coeficientul de sinuozitate (C_s) reprezintă raportul dintre lungimea reală în proiecție cartografică (L_r) și lungimea în linie dreaptă (L_d) între izvor și vărsare sau între două puncte alese. Coeficientul de sinuozitate are întotdeauna valori supraunitare.

$$C_s = (L_r / L_d) > 1$$

Pentru evaluarea acestui coeficient, este important, în primul rând, a se cunoaște localizarea celor două puncte pe hartă și a se măsura lungimea cursului care se desfășoară între ele. Se știe că, în mod natural, un râu nu poate curge în linie dreaptă, chiar și pe sectoare mici. În regiunile cu relief accidentat, configurația reliefului face ca râul să aibă un traseu sinuos. Dacă versanții văii coboară direct până la malul apei, putem spune că sinuozitatea acesteia este aceeași cu cea a cursului. În regiunile de câmpie, unde râurile au lunci bine dezvoltate, cursul meandrează în cadrul unei fâșii mai largi și deci lungimea cursului nu va fi aceeași cu cea a văii. Pentru a deosebi cele două situații, se pot calcula doi coeficienți:

1. *Coeficientul sinuozității topografice* (C_{st}), ca un raport între lungimea cursului pe axul văii (L_v) și lungimea în linie dreaptă între punctele extreme (L_d) (fig. 45A).

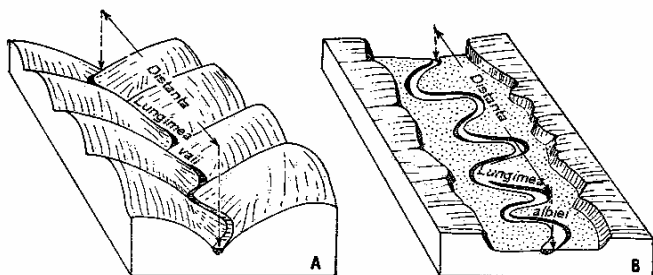


Fig. 45. - Sinuozitate topografică (A) și hidraulică (B).

$$C_{st} = L_v / L_d$$

Acest coeficient este caracteristic pentru cursurile din regiunile de munte și de deal cu un relief accidentat și unde configurația reliefului este rezultatul geologiei și a evoluției paleogeomorfologice, care produce ondularea cursului, fără a permite formarea unei lunci sau terase.

2. *Coeficientul sinuozității hidraulice* (C_{sh}) se calculează pentru râurile din regiunile de câmpie cu pante mici, în care cursurile de apă sunt sinuoase sau meandrate, ca urmare a eroziunii laterale. Pentru determinarea abaterii de la linia dreaptă, se măsoară lungimea cursului (L_c) pe linia talvegului și lungimea în linie dreaptă (L_d) dintre punctele extreme (fig. 45B).

$$C_{sh} = L_c / L_d$$

Coeficientul de sinuozitate hidraulică poate ajunge la valori în jur de 4, în cazul unui curs foarte meandrat. Pe baza lui cursurile de apă se clasifică astfel:

- râuri rectilinii, cu coeficientul de sinuozitate între 1,00 și 1,05;
- râuri sinuoase, cu coeficientul de sinuozitate între 1,05 și 1,40;
- râuri meandrate, cu coeficientul de sinuozitate mai mare de 1,40.

Coeficientul de ramificare (C_r). În condițiile în care există o despletire a cursului principal în mai multe brațe, acestea se unesc, din loc în loc, unele cu altele și închid între ele ostroave. Fenomenul este mai frecvent, de regulă, la trecerea de la o unitate de relief cu energie mare la una cu energie mai mică, când se micșorează panta a cursului și se depun foarte multe materiale în albie. Pentru estimarea acestui coeficient, este necesară măsurarea tuturor ramificațiilor, însumarea și apoi raportarea valorii obținute la lungimea cursului principal (L_p) (fig. 46)

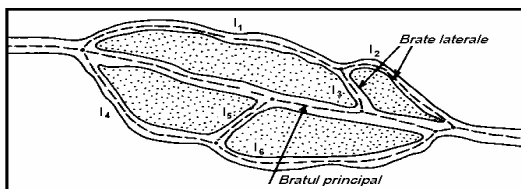


Fig. 46 - Despletirea albiei râului.

$$C_r = (l_1 + l_2 + l_3 + \dots + l_n) / L_p$$

Schema rețelei hidrografice are rolul de a crea o imagine asupra sistemului de drenaj, având în vedere lungimea cursului principal, poziția confluențelor și unghiul dintre acestea. Pentru a fi cât mai completă, se recomandă ca orientările cursurilor reprezentate, să se facă în raport cu poziția nordului geografic, localitățile să fie poziționate față de cursurile de apă, cu podurile de traversare a șoselelor sau a căilor ferate etc. Scara de reprezentare se alege în funcție de scopul urmărit și de gradul de detaliere care se dorește (fig. 47).

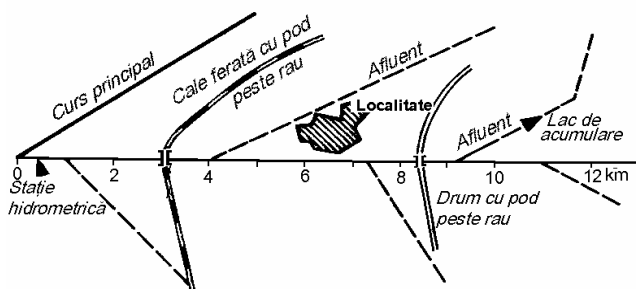


Fig. 47 - Schema rețelei hidrografice

Profilul longitudinal reprezintă configurația planică a lungimii cursului principal, rezultată din reprezentarea unei succesiuni de puncte ale talvegului, a căror poziție spațială este dată de altitudine și de distanța măsurată de la izvor sau de la vărsare. Este un element important al oricărui curs de apă, fiind rezultanta unui lung proces de evoluție geomorfologică, desfășurat cu intensități diferite de la un interval de timp la altul. Forma profilelor longitudinale depinde foarte mult de structura formațiunilor geologice pe care le traversează cursul

de apă, de stadiul de evoluție a reliefului etc. În forma profilului longitudinal al oricărui curs de apă se poate remarca existența unei concavități, care este mai mică la cursurile de apă tinere și mai mare la cele evoluuate și cu un debit de apă mai mari.

Analiza detaliată a profilelor longitudinale a permis multor cercetători să obțină rezultate remarcabile în interpretarea stadiului de evoluție a reliefului. Un element important al profilului longitudinal este panta care poate da informații asupra puterii de eroziune a cursului. Ea rezultă prin raportul dintre diferența de nivel a două puncte date (H_1 și H_2) și distanța dintre ele, pe profil (L).

$$I = (H_1 - H_2) / L$$

Când acest raport se face cu valorile reale, se calculează panta în m/km sau ‰, iar când se transformă valorile în aceleași unități de măsură, se obține valoarea adimensională a pantei.

Evoluția în timp a profilului longitudinal depinde de rezistența rocilor și de debitul de apă care-l modelează, fiind evident că în cursul superior unde debitele de apă sunt mici și rezistența rocilor mare, pantele sunt foarte mari, în timp ce la câmpie unde debitele sunt mari, iar rezistența rocilor mică și pantele sunt foarte mici. Tendința generală a proceselor care au loc în profilul longitudinal este de a reduce pantele și de a se ajunge la un profil de echilibru dinamic în care cantitatea de materiale erodate care intră într-un sector să fie egală cu cea care iese din acesta.

Forma și procesele care au loc în lungul profilului longitudinal sunt influențate de mai mulți factori dintre care mișcările scoarței au un rol important, deoarece, în funcție de locul unde acestea se produc, de direcția și de intensitatea lor, pot rezulta efecte diferite.

-Mișcările de ridicare produse în cursul superior pot accelera procesele de eroziune prin creșterea pantelor, în timp ce în cursul inferior duc la o scădere a pantelor, la o intensificare a proceselor de acumulare și de înălțare a albiei.

-Mișcările de coborâre din cursul superior reduc intensitatea proceselor de eroziune prin micșorarea pantelor, iar în cursul inferior duc la o sporire a puterii de eroziune și de transport, dacă afectează și punctul de confluență.

Forma profilului longitudinal este un element important care poate da informații prețioase pentru geomorfologie și hidrologie. P. Ivanov (1952) a propus pentru caracterizarea profilului longitudinal încadrarea acestuia într-un dreptunghi de înălțime (H) egală cu altitudinea de la confluență a izvorului și lungimea râului (L) (fig. 48).

Acest patruleter este împărțit în două de profilul longitudinal reprezentat. Pentru a caracteriza forma profilului, se determină suprafața

de deasupra (S_s) și cea de sub linia profilului (S_i) și efectuând raportul dintre acestea obținem un indice (I_p) care caracterizează forma profilului.

$$I_p = S_s / S_i$$

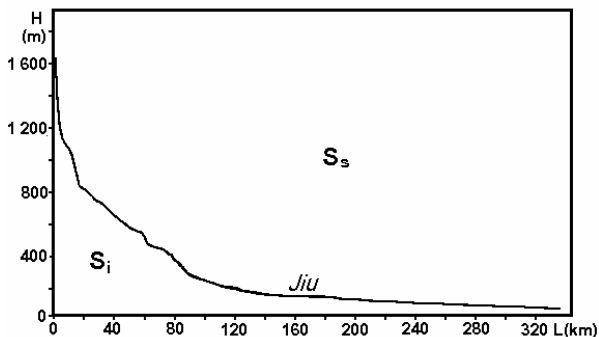


Fig. 48. – Profilul longitudinal al râului Jiu.

Dacă valoarea indicelui este supraunitară (>1), profilul este concav și ne găsim în prezența unui profil evoluat. Dacă valoarea este egală cu unitatea, profilul este drept, iar dacă este subunitar, profilul devine convex și presupune un relief tânăr.

Studii aprofundate asupra profilelor longitudinale a efectuat geograful sârb Jovanović (1940), cercetătorii americani Hack (1957) și Strahler (1964), care au arătat că forma profilelor longitudinale poate fi exprimată prin ecuații de regresie în care sunt avute în vedere altitudinea și lungimea râului. Reprezentarea grafică a profilelor longitudinale se poate face în valori absolute, folosind datele metrice, sau folosind valori procentuale din lungimea cursului, fără a modifica altitudinea (Ujvari, 1959).

Roca și structurile geologice traversate de cursul de apă au un rol foarte important în definirea configurației planice a profilului longitudinal. Ca urmare a rezistenței pe care acestea o opun la eroziunea profilului longitudinal al unor cursuri vom întâlni:

Cascadele, reprezintă denivelări bruște în albia unui curs de apă, de înălțime suficientă pentru ca toată masa de apă care trece peste ea să cadă vertical, înainte de a-și relua cursul normal. Astfel de forme spectaculoase apar pe foarte multe râuri, fiind bine cunoscute cascada Niagara (51 m) de pe fluviul Sf. Laurențiu dintre lacurile Erie și Ontario, Victoria de pe Zambezi de 120 m sau Angel din Venezuela de 979 m. În România, ele apar pe multe râuri din regiunea de munte, fiind mai cunoscute Bâlea și cascada Caprei din Munții Făgăraș, Urlătoarea din Bucegi etc.

Repezișurile sunt părți ale cursului de apă, cu pante accentuate, cauzate tot de structura formațiunilor geologice, unde scurgerea este rapidă, dar fără cascade pronunțate.

Pragurile sunt porțiuni mai ridicate de pe fundul albiei minore care produc o scădere a adâncimii apei și o creștere a vitezei de curgere. Ele pot apare ca urmare a durității mai mari a anumitor strate de roci, sau a depunerilor de aluviuni.

VĂILE RÂURILOR

Prin valea unui râu înțelegem o formă de relief negativă, îngustă și prelungă, cu o pantă longitudinală care descrește spre aval, creată prin acțiunea apelor curgătoare. Orice vale are un sector superior, cu cele mai mari pante, uneori cu cascade, praguri sau repezișuri și cu profil transversal îngust; un sector mijlociu (de regulă în zonele de deal sau de podiș), cu pante mai domoale, versanți mai evazați și un sector inferior (în zonele de câmpie), cu pante mici și versanți foarte estompați.

După agentul care le modelează deosebim:

- văi fluviale modelate de acțiunea apelor curgătoare;
- văi glaciare, care au fost sau sunt modelate de acțiunea ghețarilor, cum este cursul superior al văii Bâlea între lac și cascadă.

Evoluția în timp a văilor în raport cu structura geologică și cu ansamblul factorilor fizico-geografici a generat o mare diversitate de văi, care se pot clasifica în mai multe categorii.

După forma profilului transversal, deosebim:

-**Văi simetrice** cu versanții aproximativ egal înclinați, sau cu terase pe ambele părți, fiind, în general, sculptate în roci omogene sau în structuri tabulare. Din această categorie fac parte:

- *cheile*, care sunt sectoare de văii înguste și adânci, cu profil transversal în formă de U, cu pereți verticali, sau aproape verticali, săpați în roci dure, cel mai frecvent în calcare;

- *defileele* sunt sectoarele de vale îngustă, cu profil transversal în formă de V, săpate în roci dure, între două sectoare cu vale mai largă;

- *canioanele* sunt tot văi adânci și înguste, încastrate între versanți verticali, de obicei, în trepte. Se formează, de regulă în regiunile cu structură tabulară pe roci, cu diferite rezistențe la eroziune. Ele pot apare și în depozite loessoide, când grosimea stratelor este foarte mare.

- **Văi asimetrice**, care au versanții cu înclinări diferite fie din cauza structurii geologice, fie a rezistenței petrografice diferite.

În raport cu structura geologică, deosebim:

-*văi sinclinale* instalate pe axul unor sinclinale;

-*văi anticlinale* sculptate pe axul unui anticlinal, atunci când avem de a face cu inversiuni de relief;

-*văi consecvente* al căror profil longitudinal urmărește înclinarea originală a stratelor. În această categorie intră văile formate pe câmpiile de acumulare marină, care urmăresc înclinarea suprafeței inițiale sau cele din regiuni cu structuri monoclinale;

-*văi subsecvente*, cu direcție perpendiculară pe înclinarea stratelor monoclinale sau pe a unor câmpii de acumulare;

-*văi obsecvente*, cu orientare inversă față de înclinarea stratelor monoclinale.

În raport cu direcția culmilor sau a crestelor, deosebim:

-*văi longitudinale*, care au aceeași orientare cu a culmilor sau cu a cutelor formațiunilor geologice. Apar în regiunile muntoase, iar în raport cu stratele pot fi văi longitudinale sinclinale sau longitudinale anticlinale, sau paralele cu flancul unor cute (Băcăuanu, Donisă, Hârjoabă, 1974);

-*văi transversale*, caracteristice regiunilor cutate, cu orientare perpendiculară pe direcția cutelor, sau a culmilor principale.

În raport cu evoluția paleogeografică, remarcăm ca fiind mai importante:

-*văile epigenetice*, care inițial au fost sculptate în roci moi, după care au întâlnit roci mai dure, în care au continuat adâncirea, prin eroziune normală, fără a exista mișcări tectonice;

-*văi antecedente*, care s-au format în regiuni care au suferit mișcări tectonice, văile păstrând același traseu, pe măsura înălțării scoarței.

Elementele văilor

Urmărind profilul transversal al tuturor tipurilor de văi, pe fundul acestora se pot remarca câteva elemente caracteristice:

Patul sau fundul albiei unei ape curgătoare constituie partea cea mai coborâtă a văii ocupată permanent sau temporar cu apă.

Talvegul sau linia care unește punctele cu cele mai coborâte altitudini din albia minoră, fie că este, sau nu, cu apă. El marchează, de obicei, linia celor mai mari viteze și este proiectat la suprafața apei printr-o creastă.

Vadul este o porțiune din albia minoră a unui râu, cu maluri joase și apă puțin adâncă, prin care se poate trece de pe un mal pe celălalt cu piciorul sau cu mijloace de transport (cărute, mașini).

Albia minoră este partea cea mai joasă din albia râului sau a canalului prin care curge apa, în mod obișnuit, la niveluri medii și mici. Este adâncită în roca de bază sau în depozite aluviale (fig. 49).

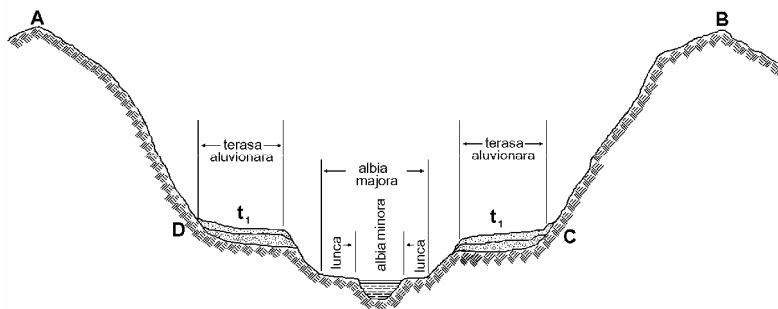


Fig. 49. - Elementele văii în profil transversal. A și B – cumpăna apelor; A-D și B-C versanți.

Albia majoră reprezintă sectoarele de albie acoperite cu apă numai în perioada apelor mari sau a viiturilor excepționale. În cazul văilor de tip chei, defileu, canion aceasta poate lipsi, trecerea de la albia minoră făcându-se direct la versant. În funcție de configurația malurilor, această treaptă poate apare pe ambele maluri și atunci albia majoră este simetrică sau numai pe unul fiind asimetrică. La cursurile de apă foarte mari, cum este Dunărea și alte fluvii, la albia majoră se pot deosebi trei zone principale:

- un sector imediat în vecinătatea albiei minore, puțin mai ridicat, ca urmare a formării unui grind fluvial în timpul marilor viituri;
- sectorul, sau lunca centrală mai coborâtă, puțin mai netedă care la Dunăre, în urma îndiguirilor, a fost și este folosită ca teren arabil;
- arealul de la contactul cu prima terasă sau cu câmpul care este cea mai joasă, în care sunt multe gârle, canale, urme de albiile minore, lacuri, mlaștini etc.

Terasele sunt forme de relief cu aspecte de trepte situate în lungul văilor fluviale, vechi albiile majore rămase suspendate în urma adâncirii cursului. În funcție de mărimea și de evoluția cursului, valea poate avea una sau mai multe trepte de terasă. Acestea pot fi bine dezvoltate, pe ambele părți ale văii (bilateral) sau numai pe una (monolateral). De regulă, terasele sunt alcătuite din depozite permeabile (pietrișuri, nisipuri), în care pot fi cantonate importante rezerve de ape freatice care sunt folosite, de regulă, la alimentarea cu apă a localităților.

Versanții sunt părțile laterale ale văii cu diferite înclinări și extensii. În general, forma și înclinarea lor depinde de tipurile de văi sau de rocile în care sunt sculptați. Pantele acestora sunt mari, în cazul rocilor dure și reduse, dacă sunt sculptați în roci moi.

Forma și elementele albiei minore

Forma albiei în plan. Albia minoră este cea mai dinamică formă din cadrul văilor și cea mai importantă axă de circulație a materiei și energiei în cadrul bazinelor hidrografice. Pentru a cunoaște mai bine această parte a văilor, se impune a-i cunoaște elementele care o definesc.

În plan, forma albiei minore depinde de unitatea de relief, de energia pe care o are masa de apă, în raport cu substratul geologic și cu panta în profil longitudinal. Astfel, într-o regiune cu energie de relief mare, forma albiei este numai sinuoasă și numai rar ajunge la meandrare. De altfel, puterea de eroziune și de transport își pune amprenta pe multe aspecte ale formei albiei în plan. În cazul unui coeficient de sinuozitate mai mare de 1,4, putem spune că un curs de apă este meandrat.

Meandrul este definit ca o sinuozitate accentuată a unui curs de apă, constituit din două bucle consecutive, în care curgerea are loc pentru una, în sensul acelor de ceasornic și pentru cea de a doua în sens opus. Apariția unui meandru necesită o pantă redusă a cursului și, ca urmare, a inerției și a forței centrifuge, apa are o putere de eroziune mai mare la malul concav. După forma și stadiul de evoluție, meandrele pot fi:

-*meandre divagante*, caracteristice văilor cu lunci largi, se deplasează spre aval prin procesul de eroziune laterală exercitată asupra malurilor alcătuite din roci omogene și moi. Se mai numesc și meandre libere sau rătăcitoare;

-*meandre adâncite*, sculptate în roca de bază ca urmare a creșterii puterii de eroziune a cursului, pe trasee fixate, când râul avea o pantă mai mică. Se mai numesc și meandre încâtușate, fiind specifice râurilor care curg în podișuri, cu structuri geologice orizontale sau aproape.

După gradul de complexitate a sinuozității cursului, ele pot fi:

-*meandre simple*, când apar sub forma unei singure bucle;

-*meandre complexe*, cu mai multe bucle incluse într-o buclă majoră;

-*meandru părăsit* este bucla unui meandru prin care nu mai curge râul, ca urmare a rectificării cursului de apă pentru a-și scurta drumul. Procesul se poate realiza în mod natural, dar sunt și multe cazuri când omul realizează această tăiere, cum se poate observa la brațele Sulina și Sfântu Gheorghe. În cazul rectificării, pe locul vechiului meandru rămâne un braț mort sau un belciug (fig. 50). Aceste forme pierd, de regulă, legătura cu albia minoră activă, ele primind apă numai în timpul viiturilor și cu timpul se colmatează, devenind zone

mlăștinoase cu vegetație higrofilă. Partea de uscat izolată de restul luncii prin tăierea meandrului rămâne ca un martor de eroziune numit popină sau grădiște (fig. 50).

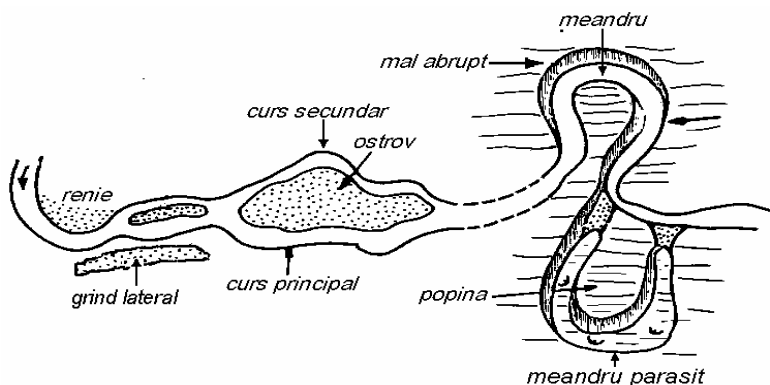


Fig. 50. – Formațiunile albiei minore în plan.

În evoluția albiilor de râu, în special în zonele joase cu o mică energie de relief, unde sunt mai intense procesele de aluvionare, în albie se mai pot întâlni:

Bancuri de nisip, care sunt zonele mai ridicate ale fundului albiei râurilor, a lacurilor sau a mărilor, care rezultă din acumularea nisipului sau a pietrișului ca urmare a reducerii vitezei de curgere.

După locul unde se dezvoltă, vom întâlni bancuri fluviale, lacustre, sau marine. În perioada apelor mari acestea cresc în înălțime prin depunerea de materiale solide și cu timpul ies la suprafața apei.

Grindurile apar prin depunerea aluviunilor de o parte și de alta a albiei sau a unui braț în timpul revărsărilor. Ele pot apare ca un fel de diguri naturale care se autoînălță cu fiecare viitură care le acoperă.

Ostroavele se formează când bancurile de nisip din albie apar la suprafața apei și sunt înconjurată de brațele râului. În timp ele tind să se înalțe, fiind apoi acoperite cu vegetație. Tot ca urmare a evoluției albiei de râu, mai deosebit:

Meandru părăsit este porțiunea de albie din bucla unui meandru, sub formă de potcoavă, prin care apa nu mai curge. Rezultă prin scurtarea cursului în mod natural sau antropic, prin aluvionarea legăturii cu noul traseu al albiei. Sectorul de albie separat primește apă numai la viituri și în decursul timpului se colmatează și seacă.

Reniile sunt depuneri de nisip sau de pietriș în partea convexă a malurilor albiilor sinuoase sau meandrate. Ele sunt acoperite cu apă numai în timpul apelor mari și a viiturilor.

Albia minoră în profil transversal

Profilul transversal al unei albie de râu este un element foarte important care ne permite să culegem informații asupra unor caracteristici ale scurgerii, asupra configurației pe care o are fundul albiei și înclinarea malurilor, asupra lățimii cursului de apă, a secțiunii de scurgere și a adâncimilor pe care le are apa în diferite puncte de la un mal la altul. Este recomandabil ca pentru efectuarea măsurătorilor, profilul transversal să se aleagă în secțiunea de măsurare de la mira hidrometrică, sau într-un sector de albie cât mai reprezentativ. Pentru efectuarea unui profil transversal, se fixează, în primul rând, două repere pe cele două maluri, între care se întinde un cablu gradat sau o ruletă, pe care se notează punctele în care se vor determina adâncimile și vitezele.

Analizată în profil transversal, albia minoră a oricărui curs de apă, poate fi caracterizată prin mai multe elemente morfometrice;

Secțiunea transversală se determină prin măsurarea adâncimii apei pe verticalele fixate, numite verticale de sondaj.

Lățimea râului (B) ca distanța, pe oglinda apei, între cele două maluri, într-un profil transversal perpendicular pe direcția de curgere. Se determină cu un cablu gradat sau cu o ruletă.

Adâncimea reprezintă distanța, pe verticală, între oglinda apei și fundul râului într-un punct dat. Este o mărime care variază de la un punct la altul al secțiunii de scurgere, dar variază și în timp, în funcție de creșterea sau de scăderea nivelului.

Suprafața totală a secțiunii active reprezintă întregul spațiu pe care apa se deplasează la un moment dat. Este deci evident că, în diferite momente din viața râului, vom avea diferite suprafețe ale secțiunii în funcție de nivelul apei. La viituri vor fi cele mai mari suprafețe ale secțiunii, în timp ce la apele mici de vară și de iarnă vor fi cele mai reduse.

Secțiunea inactivă este suprafața care, deși este ocupată cu apă, aceasta stagnează, viteza de deplasare a curentului de apă fiind aproape nulă. La aceasta contribuie o serie de obstacolele naturale din albie, adâncimea prea mică a apei, formațiunile de gheață iarna, sau vegetația în timpul verii.

DINAMICA ȘI HIDROMETRIA FLUVIALĂ

Dinamica fluvială este partea din potamologie care studiază scurgerea apei râurilor și acțiunea forțelor hidraulice din albie asupra materialelor care alcătuiesc patul acesteia. În natură, o masă de apă, în stare lichidă și în condiții de presiune normală, se deplasează invariabil, pe linia de cea mai mare pantă, sub impulsul forțelor de gravitație. Deplasarea apei se poate realiza prin mișcare laminară și turbulentă.

Mișcarea laminară se întâlnește numai atunci când toate particulele unui strat fluid se deplasează aproape paralel, pe traiectorii bine definite și relativ regulate, fără un amestec transversal semnificativ. În acest tip de curgere sunt predominante forțele de vâscozitate ale lichidului.

Mișcarea turbulentă sau dezordonată nu mai respectă vechea regulă și ca urmare a creșterii vitezei de deplasare, nu se mai pot individualiza trasee ale firisoarelor de apă. În mișcarea turbulentă, viteza are direcții variabile, cu valori reduse la fundul albiei și în apropierea malurilor și mai mari în apropiere de suprafață și în partea centrală a secțiunii. Trecerea de la curgerea laminară la cea turbulentă se apreciază prin viteza critică a lichidului, care marchează valoric trecerea de la o curgere la alta. La un curs de apă lent viteza critică este pragul de trecere de la curgerea laminară la cea turbulentă și se realizează când depășește 0,33 cm/s la adâncimea apei de 10 cm, 0,033 cm/s la 100 cm adâncime și 0,017 cm/s la 200 cm adâncime (Pișota, 1995). În mișcarea turbulentă, direcția curenților interiori este foarte variabilă și sub diferite unghiuri atât pe verticală, cât și pe orizontală.

Factorii care determină dinamica fluvială

În natură, se întâlnește predominant mișcarea turbulentă, deoarece deplasarea masei de apă se face sub influența gradientului hidraulic, fiind dependentă de forțele de gravitație, de forțele de frecare, centrifuge și de forțele Coriolis.

Forțele gravitaționale sunt cele care fac ca orice masă de apă să fie atrasă spre centrul Pământului, cu tendința de a se realiza o viteză uniformă în raport cu lucrul mecanic generat de aceste forțe. În natură însă, apa în deplasare, de la locurile mai înalte spre cele mai joase, transformă energia potențială în energie cinetică și produce un lucru mecanic. Viteza de deplasare a masei de apă nu este însă uniformă pe toată secțiunea de scurgere.

Forța de frecare intervine întotdeauna pe interfața dintre apă și suportul pe care curge din cauza rezistenței pe care o opune fundul

albiei la deplasarea apei. Forța de frecare depinde de rugozitatea patului albiei și a malurilor cu care masa de apă în deplasare vine în contact. Desigur că, în funcție de mărimea și forma asperităților va fi și rezistența pe care o opune această suprafață estimată prin coeficientul de rugozitate.

Coeficientul de rugozitate exprimă efectul neregularităților albiei și a pereților săi asupra vitezei medii într-o secțiune transversală a unui curs de apă. Cu cât aluviunile din patul albiei sunt mai grosiere, cu atât coeficientul de rugozitate (η) este mai mare. La o albie nisipoasă, de exemplu, valoarea lui este cuprinsă între 0,01 și 0,02, la una cu bolovani între 0,05 și 0,1, în timp ce la una cu vegetație în albie între 0,15 și 0,20 (Savin, 1996).

Forța centrifugă se manifestă în cazul cursurilor sinuoase sau meandrate ca urmare a faptului că din cauza concavităților apele capătă o viteză mai mare spre exterior, suprafața oglinzii apei nu mai este perfect orizontală, ci cu o înălțime mai mare la curbura meandrului. Acest fapt duce și la o sporire a puterii de eroziune în concavitate în comparație cu scăderea forței de transport în convexitate, unde are loc o depunere a materialelor mai grosiere.

Forțele Coriolis acționează în cazul cursurilor de apă mai mari care curg aproximativ perpendicular pe paralele sau ecuator. Ele rezultă din influența pe care o are mișcarea de rotație a Pământului asupra maselor de apă. Astfel, la râurile care curg de la nord la sud, în Emisfera nordică se observă o abatere a apei spre dreapta, iar la cele din Emisfera sudică care curg spre nord, o abatere spre stânga și, ca urmare, tendința de erodare a malului drept, în primul caz și a celui stâng, în cel de al doilea.

Curenții din albia râurilor

Forțele care acționează în albiile râurilor, în condiții determinate de pantă și de rocile în care se găsesc albiile, fac din scurgerea apei un proces complex. La cursurile de apă care au o sinuozitate hidrologică predomină eroziunea la malul concav și depunerile la cel convex, ca rezultat al curenților care acționează în secțiunea transversală. În lungul unui curs de apă întâlnim, în funcție de condițiile locale, mai multe tipuri de curenți:

- un curent superficial, convergent, care coboară de la suprafață spre fund și care se datorește unei viteze mai mari în zona centrală care atrage apa de la margini, formând o coamă a suprafeței la mijloc;
- un curent de fund, divergent care se abate de la talveg spre maluri.

În zona curburilor albiei, unde talvegul se apropie de malul concav, se formează o circulație de profunzime îndreptată de la mal spre profunzime și spre malul opus, mai puțin adânc. În cazul în care debitele de apă se revarsă în albia majoră, curenții nu mai respectă sinuozitățile albiei minore și tind spre o configurație longitudinală pe direcția generală a văii.

HIDROMETRIA RÂURILOR

Hidrometria este ramura hidrologiei care se ocupă cu descrierea instalațiilor și a aparatelor hidrometrice, cu metodele și tehnicile de măsurare și de analiză a caracteristicilor fizice și chimice ale apei și cu prelucrarea datelor din observații și măsurători.

Pentru cercetarea hidrologică și pentru activitatea practică, această disciplină asigură informațiile culese în timp și în spațiu, asupra regimului de variație a resurselor de apă. Cu ajutorul măsurătorilor efectuate, hidrologia poate:

- să prezinte o imagine asupra ecartului de variație a fenomenelor hidrologice studiate;
- să determine o serie de parametri din formule empirice și modele hidrologice;
- să formeze șiruri statistice;
- să realizeze operațiile de prognoză hidrologică.

Pentru obținerea volumului de informații asupra caracteristicilor fizice și chimice ale resurselor de apă, este necesară o rețea de stații hidrologice la care se fac observații și măsurători. Rețeaua hidrometrică poate fi permanentă, constituită din stațiile care au o funcționalitate pe o durată lungă, capabilă să furnizeze date pe cel puțin 20-25 de ani și o rețea hidrometrică auxiliară cu funcționare pe scurtă durată. Amplasarea stațiilor se face pe baza unor studii, având în vedere ca datele furnizate să fie reprezentative pentru anumite condiții fizico-geografice. În plus, la amplasarea unei stații se vor evita:

- vecinătățile unor construcții hidrotehnice, sau a unor poduri, cu secțiune de scurgere prea mică;
- albiile instabile care-și schimbă repede cursul, căutând pentru instalare sectoarele rectilinii și cu maluri stabile;
- accesul dificil față de axele de circulație, fiind greu de ajuns în timp util pentru a se efectua observațiile impuse.

Cerințele pentru amplasarea stațiilor de măsurare prevăd ca distanțele dintre două stații hidrometrice vecine să fie astfel alese,

încât debitul de apă să difere cu cel puțin 20%. La confluențele principale, pe fiecare curs, s-ar impune să existe câte o stație hidrometrică, iar pe cursul principal în aval să fie amplasată după creșterea cu 20% a debitului de la confluență (Vladimirescu, 1978).

Fiecare punct de măsurare este identificat prin numele râului și localitatea cea mai apropiată sau locul amplasării postului (de exemplu: Dâmbovița la Conțești). În România, sunt în prezent circa 760 de stații hidrometrice, ceea ce înseamnă un punct de măsurare la 320 km².

Sunt foarte multe situațiile când se cer studii mai detaliate și în acest caz se formează o rețea auxiliară, cum a fost în bazinul Lotrului, pentru a obține informații mai detaliate asupra unor cursuri de apă incluse în sistemul de captare și de suplinire a volumului de apă din lacul de acumulare de la Vidra. După obținerea informațiilor necesare rețeaua se poate desființa total sau parțial în funcție de necesități și de condiții. La stațiile hidrometrice se fac observații și măsurători asupra nivelurilor, vitezelor, debitelor, caracteristicilor hidrochimice, scurgerii de aluviuni în suspensie etc.

Nivelurile

Nivelul apei unui râu, canal, lac sau mare este un element foarte important, deoarece după variația lui în timp se poate caracteriza regimul de scurgere. Prin nivelul apei se înțelege înălțimea oglinzii apei față de un plan orizontal de referință, ales arbitrar, numit planul „zero miră”. Linia suprafeței libere a apei trebuie să fie orizontală, în caz contrar se consideră o valoare medie pe lățimea cursului. Nivelul apei poate să fie mai ridicat sau mai coborât ca urmare a creșterii sau scăderii volumului de apă care se scurge, dar și a influenței vântului care poate fi orientat în sensul curgerii, în sens invers sau de la un mal la altul. Procesele de eroziune din albie duc la adâncirea secțiunii și atunci în condițiile aceluiași debit de apă nivelurile vor fi mai coborâte. În cazul unei rugozități mai mari, ca urmare a vegetației din albie, viteza curentului va fi mult redusă și nivelurile mai ridicate. În cazul în care se formează zăpoare, în spatele barajului de gheață, nivelurile pot crește până la 2 – 3 m și chiar mai mult. Diferite lucrări hidrotehnice care se realizează prin îngustări sau îndiguiri, prin adâncirea albiei minore, construirea de poduri ș. a. pot, de asemenea, provoca o modificare a nivelului apei la miră la debite echivalente.

Construcții pentru măsurarea nivelurilor

Măsurarea nivelurilor se face cu ajutorul mirei hidrometrice pe care se citește nivelul suprafeței apei unui râu, lac, canal etc. Pentru instalarea unei mire hidrometrice este recomandabil ca sectorul de râu ales să fie rectiliniu pe cel puțin 100 m, să nu fie afectat de rupturi de pantă, malurile să fie consolidate, iar albia să nu-și schimbe traseul în timpul viiturilor.

Mira hidrometrică este formată din mai multe plăci de aluminiu, cu lungime de 0,5m sau un metru fiecare, divizate din 2 în 2 cm, în așa fel încât fiecare decimetru să formeze în alternanță litera E (fig. 51).

Amplasarea acestor plăci se poate face în poziție verticală, pe unul sau mai mulți piloți, în funcție de configurația albiei. Fixarea piloților se va face în așa fel, încât aceștia să fie cât mai feriți pentru a avea stabilitate maximă, ca să nu fie dislocați în timpul viiturilor și să permită citirea nivelurilor pe întregul ecart de variație. Partea inferioară a mirei se fixează cu punctul „O miră” în partea cea mai joasă a fundului albiei în așa fel, încât să se poată citi și cele mai coborâte niveluri.

În funcție de configurația albiei, o miră fixă poate fi instalată pe un singur pilot, sau pe mai mulți piloți, în cazul în care malul are o pantă mică.

După modul de așezare a mirelor în raport cu înclinarea terenului, mirele pot fi verticale cu piloții și plăcile în poziție verticală și înclinate, când mirele pot fi înclinate la 35° , 45° sau 60° , după panta malului.

Mirele înclinate se folosesc pentru intervale mari de variație, cum sunt lacurile de acumulare și uneori chiar la cele naturale. Sunt, de regulă, instalate pe locurile stâncoase, dar și în cazul unor canale cu lucrări de mal betonate ori înclinate, sau maluri de râu amenajate și protejate de pereuri stabile.

După modul de instalare mirele verticale, pot fi:

- mire hidrometrice instalate pe o construcție hidrotehnică deja existentă, cum ar fi pila sau culeea unui pod, cu plăcile montate în același loc pentru întregul ecart de variație a nivelurilor (fig. 52A). În

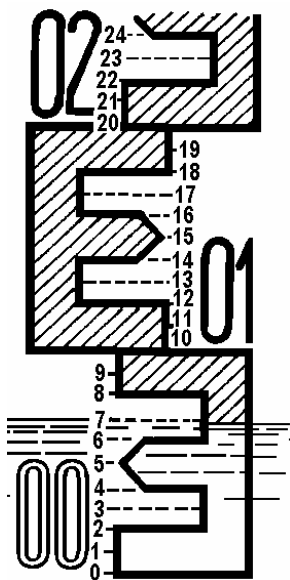


Fig.51.- Partea inferioară a unei plăci de miră (după Diaconu ș. a., 1997).

cazul în care este necesar, astfel de mire se pot completa cu unu sau doi piloți de miră la partea inferioară a albiei minore sau în albie;

-mire hidrometrice pe piloți izolați (fig. 52B);

-mire pe zidărie, în cazul în care malul râului este protejat de un zid de piatră sau de beton;

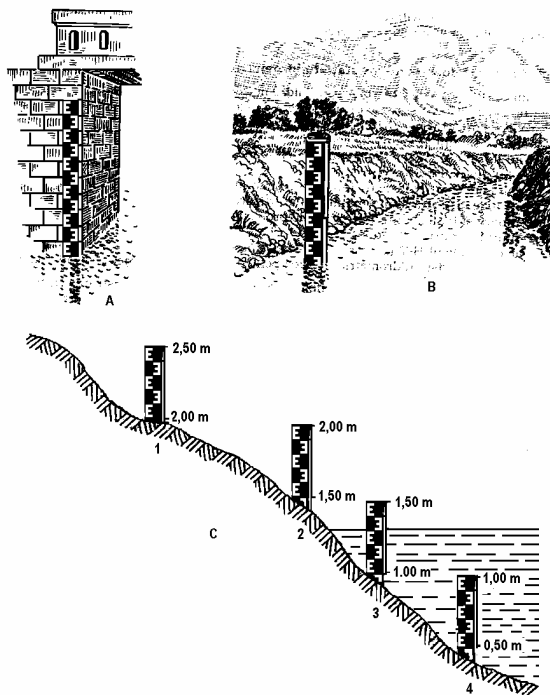


Fig. 52. - Tipuri de mire hidrometrice (după Diaconu și colab., 1997).

-mire pe piloți în scară alcătuite din 1.....n piloți metalici sau de lemn, plantați în scară pe malul înclinat, cu mire montate la nivel-ment pentru a putea realiza o continuitate a citirilor.

În acest caz, se impun precauții la instalare, fiind necesar să se folosească nivela sau teodolitul pentru ca mirele de pe piloți succesivi să fie în continuare, să nu se suprapună sau să nu rămână distanțe între capetele lor. Pe cel mai de jos pilot, mira se introduce în pământ cu 30 – 50 cm față de cel mai coborât nivel, iar pe primul pilot mira trebuie să se termine cu circa 50 cm peste cel mai ridicat nivel înregistrat în perioada de observații. În cazul în care nu sunt plăci de miră, se pot

instala pe piloții de miră repere cu cote bine determinate, în raport cu care se pot face citirile cu mire portabile. Numerotarea piloților se face începând cu numărul unu de la mal spre axul râului (fig. 52C);

Pentru orice miră instalată, se fixează o serie de planuri caracteristice care au cote bine precizate.

La partea inferioară a mirei deosebim:

-*planul „O” al mirei*, care trece prin cota „0” a mirei și pentru care se determină poziția altimetrică precisă;

-*planul „O” al graficului* este un plan imaginar, care se fixează cu până la 1 m mai jos față de „0” al mirei și la care se raportează toate citirile de niveluri care se efectuează la miră. Este o măsură de prevedere, absolut necesară, deoarece mira se poate rupe și reinstalarea la aceeași cotă este foarte greoaie, albia se poate adânci și nivelul „O” miră să rămână suspendat. În astfel de situații, la reinstalarea mirei, se determină, numai diferența ΔH între „O” miră nou și „O” grafic, iar corectarea nivelurilor se va face cu noua valoare, fără a fi afectate valorile pe termen lung. În felul acesta, se asigură continuitatea șirurilor de observații, valorile putând fi comparate și prelucrate, fără dificultăți.

La partea superioară a mirei, se marchează cu vopsea, printr-o linie orizontală:

-*cota de atenție (CA)*, de regulă cu linie albastră, care semnifică preavertizarea unei viituri mari, cu pericol de a se produce inundații;

-*cota de inundație (CI)*, marcată cu linie roșie, mai sus cu 0,5m arată cota la care practic începe procesul de inundare a albiei majore, a unui teren sau a unui obiectiv protejat;

-*cota de pericol (CP)*, cu linie galbenă, de regulă cu 0,5m mai sus ca cea anterioară, avertizează asupra acțiunilor de evacuare a unităților industriale, case sau grajduri de vite, pentru a se evita pierderile de vieți omenești sau de bunuri materiale (Savin, 1996).

Citirea nivelurilor este o operație importantă absolut necesară pentru obținerea datelor necesare caracterizării regimului de scurgere. După instalarea mirei hidrometrice, citirile de nivel se efectuează zilnic, la orele 7 dimineața și 17. În cazul în care sunt creșteri sau scăderi bruște ale suprafeței apei, citirile se pot face și la intervale mai mici de timp. Dacă este în timpul unei viituri, citirile se fac din 10 în 10 cm și se notează în carnet, atât la creșterea, cât și la scăderea nivelurilor.

Pentru o citire corectă a nivelului, se impun o serie de condiții:

-mira să fie în legătură directă cu suprafața apei din râu. Sunt cazuri când depunerile de nisip sau de mâl izolează mira de restul albiei, nu mai este corespondență între nivelul de la miră și cel din albie și deci valorile nu sunt reale. În acest caz, mira se curăță de mâl și se face un canal de legătură între albie și miră în așa fel, încât să se poată citi nivelurile reale;

-când râul are un strat de gheață, nu se citește nivelul arătat de suprafața gheții. Aceasta se sparge și apoi se urmărește până la ce nivel urcă apa pe miră;

-citirea se face de la o distanță mică pentru a nu se obține valori eronate. Nivelul citit pe miră se rotunjește întotdeauna la centimetru, iar în carnet se trece valoarea rotunjită. În cazul mirelor portabile, se așează mira în poziție verticală pe capul pilotului plasat sub apă și se citește nivelul. Valoarea citită pe miră se adună la cota pilotului respectiv și se obține astfel nivelul real. În cazul în care capătul pilotului nu este în apă, se măsoară distanța între capul acestuia și suprafața apei, iar valoarea găsită se scade din cota pilotului pentru a obține nivelul real. Observațiile se înscriu în carnetul de observații sau în formularele tip pentru înscrierea observațiilor zilnice. Din cele două sau mai multe citiri ale nivelurilor se calculează nivelul mediu zilnic.

Limnigraful este instrumentul care înregistrează grafic toate variațiile verticale ale suprafeței apei produse în timp. Un astfel de aparat este alcătuit dintr-un tambur (orizontal sau vertical), care se rotește în jurul axului și pe care se desfășoară o diagramă, un scripete fixat pe axul tamburului peste care trece un cablu. Acesta are la un capăt un flotor, iar la celălalt o contragreutate (fig. 53A). De un mecanism de ceasornic este legat un al doilea cablu, pe care este fixată o peniță care înregistrează variația nivelului apei transmisă prin urcarea sau coborârea flotorului. Aparatul se montează într-o cabină metalică așezată

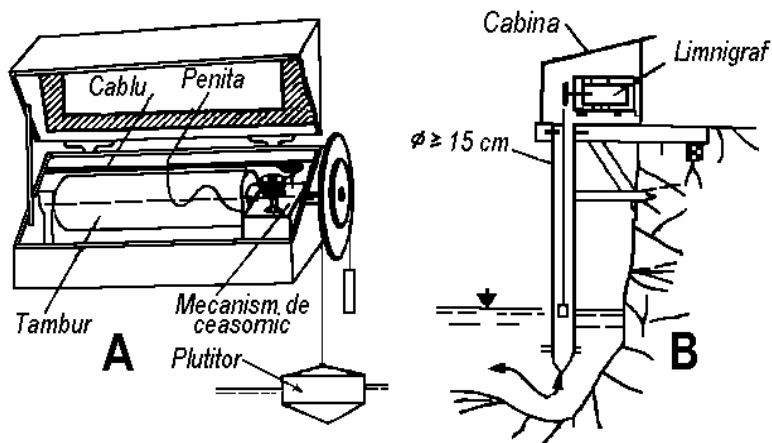


Fig. 53. - Limnigraf cu tambur orizontal (A); montarea limnigrafului pe o stâncă (B).

deasupra unui tub (fig. 53B) sau puț săpat în malul râului și pus în legătură cu apa acestuia printr-un canal sau tub de legătură.

Teletransmisia nivelurilor. Sunt situații în care măsurarea nivelurilor este absolut necesară, dar accesul la punctele de măsurare este foarte greu. În astfel de cazuri se folosesc aparate de măsurat care transmit nivelul la distanță. Astfel de aparate necesită o sursă de curent electric și se bazează fie pe principiul variației rezistenței curentului electric, fie pe emiterea de impulsuri electrice. În primul caz, variația nivelului modifică intensitatea curentului electric, în cel de al doilea se emit 5 – 15 impulsuri pe secundă. În cazul în care se folosește principiul variației rezistenței electrice, variația nivelului determină o schimbare a intensității curentului electric care se transmite la dispozitivul de recepție, etalonat în unități ale nivelului (Vladimirescu, 1978). Aparatul funcționează la o tensiune de până la 60 volți și poate transmite informații până la o distanță de 5 km.

Prelucrarea și reprezentarea grafică a nivelurilor

Prima operație care se efectuează după citirea nivelurilor este calcularea acestora față de cota „O” grafic și determinarea, prin media aritmetică, a valorilor medii zilnice care se trec în fișa de niveluri. Cu datele medii zilnice se calculează mediile lunare și apoi cele anuale, extrăgându-se, în același timp, valorile caracteristice, maxime și minime lunare și anuale cu datele producerii lor.

Reprezentarea grafică în ordine cronologică a nivelurilor măsurate la un post hidrometric pe un interval de timp dat constituie un *hidrograf al nivelurilor* sau o *hidrogramă* (fig. 54).

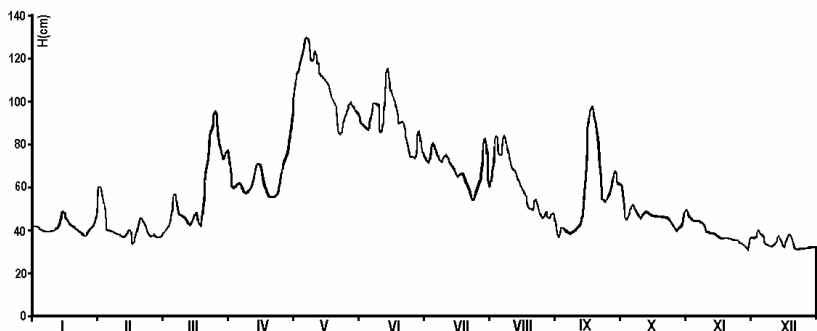


Fig. 54. Hidrograful nivelurilor medii zilnice

În cazul în care dispunem de un aparat de măsură (limnigraf), acest grafic se realizează automat pentru o zi sau pentru o săptămână. Analiza hidrografului anual scoate în evidență regimul de variație a nivelurilor în cursul anului respectiv. Pe graficul nivelurilor se poate marca nivelul maxim și minim anual. În cazul în care dispunem de valori pe mai mulți ani, se poate calcula un nivel mediu multianual și determina nivelul maxim și minim pe perioada de observații.

Graficul de durată și de frecvență. Pentru a afla de câte ori un nivel sau o mărime dată poate apare în decursul unei perioade de timp, se folosesc graficele de frecvență. În cazul în care un astfel de grafic se întocmește pentru o perioadă mai îndelungată se folosesc clase de valori cu intervale de nivel egale. Reprezentarea grafică a înălțimii nivelurilor, în funcție de numărul de cazuri (sau de valori zilnice) permite obținerea unui grafic care ne arată frecvența absolută sau relativă de apariție a unui anumit nivel. Prin cumulara valorilor de la cele mai mari spre cele mai mici și reprezentarea lor în funcție de numărul de zile obținem un grafic de durată care arată perioada de timp în care un anumit nivel a fost depășit (fig. 55).

Hidrogradul (Hg) este mai puțin folosit în hidrologie și mai mult în navigație, prin el înțelegând o unitate care reprezintă a zecea parte din amplitudinea nivelurilor maxime (H_{\max}) și minime (H_{\min}) înregistrate în perioada de observații.

$$Hg = (H_{\max} - H_{\min}) / 10$$

Rezultă că în toate cazurile într-o secțiune de râu vom avea 10 hidrograde, mărimea hidrogradului fiind diferită de la o secțiune la alta.

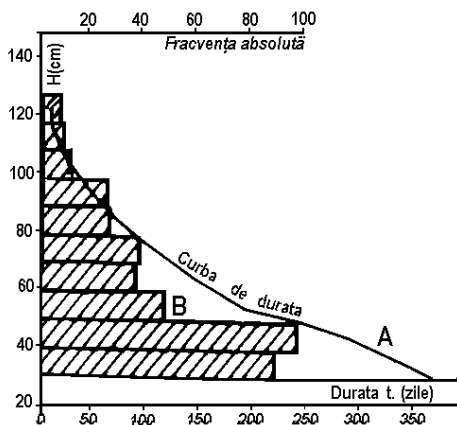


Fig. 55. Curba de durată a nivelurilor medii zilnice și histograma frecvențelor absolute

Pe baza acestei unități de măsură se poate face și o apreciere a nivelurilor. Între 1 și 3 hidrograde sunt ape mici și medii, iar la hidrogradele 8-10 suprafețe inundate. Hidrogradul a fost folosit de Gh. Vidrașcu în 1911 pentru a realiza o hartă a inundabilității Deltei Dunării la scara 1 : 50 000 (Gâștescu, 1998).

Măsurarea adâncimilor și a vitezelor

Măsurarea adâncimilor

Adâncimea apei într-un punct dat reprezintă distanța, pe verticală, de la suprafața apei până la fundul râului, lacului sau mării. Măsurarea adâncimii apelor se face cu scopul de a se obține informații care să permită a se aprecia morfologia fundului și a se determina suprafața secțiunii care se găsește sub oglinda apei. În cazul în care pe un tronson de albie sau pe un lac se realizează mai multe astfel de măsurători, se pot întocmi curbele batimetrice ale tronsonului de râu sau ale lacului măsurat.

În cazul râurilor, principalul scop al măsurării adâncimilor într-un profil transversal, este acela de a folosi datele pentru a determina suprafața secțiunii de scurgere. În acest sens, există stabilit, în funcție de lățimea râului, care este numărul de verticale de sondaj necesare și care este distanța dintre ele, pentru a se obține cele mai corecte profile transversale (tabelul 3). La stabilirea verticalelor de sondaj trebuie avut în vedere că pentru lățimi ale cursului între 1 și 10 m distanțele dintre verticale se fixează ca multipli întregi de decimetri. De exemplu, dacă lățimea râului este de 4 metri verticalele de sondaj se iau din 40 în 40 de cm.

Tabelul 3

Numărul de verticale de sondaj, la diferite lățimi ale râurilor

Nr. crt.	B (m)	Nr. verticalelor de sondaj, sau distanța dintre ele
1	<1	din 10 în 10 cm;
2	1 – 10	10 verticale la distanțe multiple întregi de dm;
3	10 – 40	din metru în metru;
4	40 – 60	din 2 în 2 metri;
5	60 – 80	din 3 în 3 metri;
6	80 – 100	din 4 în 4 metri
7	> 100	25 de verticale la distanțe egale între ele.

Pentru măsurarea adâncimilor se folosesc diferite utilaje în funcție de mărimea adâncimilor și de lățimea cursului de apă sau a lacului.

Tija hidrometrică, formată dintr-o țeavă metalică cu diametrul de 2–3 cm, gradată din cm în cm, se folosește la efectuarea sondajelor hidrometrice, la râurile mici care nu au adâncimi mai mari de 3-4m, la viteze care nu depășesc 1,5 m/s și care se pot măsura direct din albie, de pe o ambarcațiune, o punte hidrometrică sau de pe un cărucior pe cablu. De regulă, tija hidrometrică gradată are la partea inferioară o plăcuță de 10 x 10 cm pentru a se așeza bine pe fund și a nu intra în mâl. La efectuarea citirilor, tija se ține verticală, iar nivelul suprafeței se apreciază cât mai exact. În cazul în care la suprafața apei se produc valuri, se face o citire la creasta valului, una în depresiunea lui și apoi se face media citirilor. Tija hidrometrică poate fi formată dintr-un singur segment de 1,5 m sau din mai multe segmente care se înșurubează unul în altul când este nevoie.

Prăjina hidrometrică se folosește până la adâncimi de 4-5 m și viteze mici, sau până la 3-3,5m, când vitezele au valori medii.

Cablul lestat se folosește la râurile care au adâncimi mari și măsurarea se face de pe un pod sau de pe o ambarcațiune. Cablul este făcut din cânepă sau din metal și este prevăzut cu o greutate la partea inferioară (între 0,5 și 25 kg) pentru a păstra o poziție cât mai apropiată de verticală chiar la viteze mari. De regulă, din cauza vitezei apei și a presiunii curentului aceste cabluri sunt deviate spre aval și se impune a se face o corecție, în funcție de mărimea abaterii de la linia verticală. Pentru aceste corecții există tabele gata întocmite care se pot folosi. Cablurile metalice se derulează pe trolii speciale care dispun și de posibilitatea de a înregistra lungimea derulată și chiar unghiul de înclinare a cablului cu verticala (fig.56).

Ecosonda este un aparat mult mai precis și automat, pentru determinarea adâncimilor, bazat pe principiul

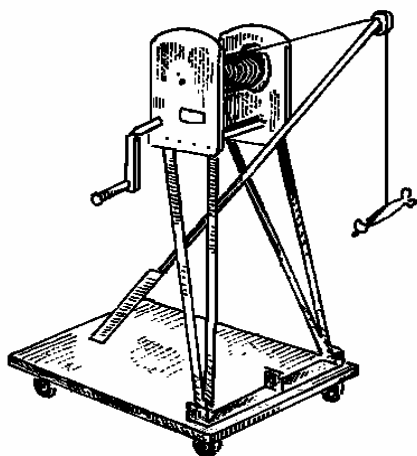


Fig.56. Trolu mobil amplasat pe patru roți motrice.

reflectării sunetului de fundul apei. Aceste aparate înregistrează automat adâncimile, diagramele obținute fiind deosebit de utile și pentru analiza morfologiei fundului.

În toate cazurile în care se fac determinări ale adâncimilor, distanța dintre verticalele de sondaj se măsoară cu panglici de oțel, cu cabluri gradate sau se determină prin ridicări topohidrografice. În cazul râurilor mici sau al pâraielor se poate folosi ruleta sau alt cablu gradat. Dacă măsurătorile se fac de pe podul de gheață, atunci este mult mai ușor de determinat atât distanța dintre verticalele de sondaj, cât și adâncimile. În cazul în care secțiunile de măsurare sunt prevăzute cu punți hidrometrice sau cu cărucioare pe cablu, verticalele de sondaj sunt marcate pe punte sau pe cablu.

Determinarea elementelor secțiunii active de scurgere

În cazul râurilor, prin secțiune activă înțelegem suprafața din profilul transversal prin care are loc scurgerea apei. Se recomandă ca secțiunea să fie determinată în profilul mirei hidrometrice, unde se fac și măsurătorile de viteză a apei, sau să se aleagă o secțiune pe un tronson rectiliniu al cursului de apă. La profilul transversal se fixează, în primul rând, punctele de reper de pe ambele maluri. Între ele se întinde un cablu gradat cu ajutorul căruia se determină, în primul rând, *lățimea râului* (B), care este distanța pe oglinda apei între cele două maluri. Pe cablu se fixează verticalele de sondaj, adică punctele în care se măsoară adâncimea apei și distanțele dintre ele (fig. 57). Pentru determinarea cât mai corectă a elementelor secțiunii de scurgere, se recomandă ca măsurarea adâncimilor să se efectueze de două ori, dus și întors în aceleași verticale de sondaj, valoarea finală rezultând din media celor două măsurători.

Construirea profilului transversal se face, de regulă, pe o hârtie milimetrică pe care se fixează axa verticală cu adâncimile transpuse în raport cu oglinda apei, iar pe orizontală se stabilesc, la scară, distanțele dintre verticalele de sondaj, începând de la reperul de la mal, de unde s-a început măsurarea. Folosind reprezentarea grafică a adâncimilor măsurate, se poate obține o imagine a secțiunii transversale și determina mai multe elemente.

Suprafața secțiunii active (ω) rezultă din însumarea secțiunilor parțiale dintre verticalele de sondaj. Suprafețele acestora se obțin prin asimilarea lor cu o serie de figuri geometrice, ca triunghiuri, dreptunghiuri, pătrate sau trapeze, folosind formulele cunoscute pentru aflarea suprafețelor. De regulă, la cele două maluri vor fi întotdeauna

triunghiuri, celelalte secțiuni fiind asimilate cu suprafețe de trapeze sau de dreptunghiuri. Astfel, suprafața totală se va determina folosind formula:

$$\omega = [(h_1 b_1)/2] + [(h_1 + h_2) b_2]/2 + \dots + [(h_{n-1} + h_n) b_{n-1}]/2 + [(h_n b_n)/2]$$

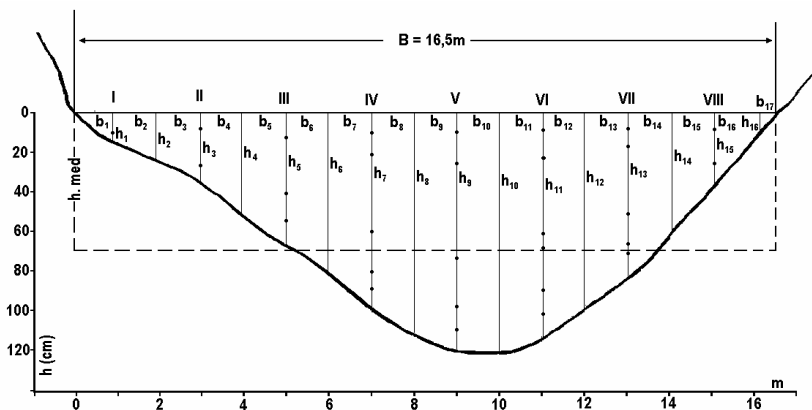


Fig. 57.- Secțiune transversală cu verticalele de sondaj și de viteză (I-VIII).

Dacă dimensiunile sunt măsurate în cm^2 , se vor obține suprafețele în cm^2 , care apoi se transformă în m^2 . Când se determină secțiunea de scurgere, trebuie să se facă și observații asupra modului de deplasare a apei. Astfel, dacă se observă la unul din maluri stagnarea apei este absolut obligatoriu a se determina și suprafața secțiunii inactive, adică spațiul în care există apă, dar aceasta nu curge, suprafață care va fi scoasă din secțiunea care servește la determinarea debitului de apă.

Adâncimea medie (h_{med}) se determină ca un simplu raport între suprafața secțiunii active (ω) și lățimea oglinzii apei (B) între cele două maluri, în profilul în care s-a făcut măsurătoarea.

$$h_{med} = \omega / B$$

Adâncimea maximă (h_{max}) este cea mai mare adâncime a apei în secțiunea transversală și se alege din sondajele efectuate.

Perimetrul udat (P) sau muat, în profilul transversal ales și măsurat, este dat de lungimea fundului apei și rezultă dintr-o însumare a ipotenzelor unor triunghiuri dreptunghice, cu catetele date de diferența dintre măsurătorile de adâncime ale verticalelor vecine. În practică, acest element se determină cu formula:

$$P = \sqrt{b_1^2 + h_1^2} + \sqrt{b_2^2 + (h_2 - h_1)^2} + \dots + \sqrt{b_n^2 + h_n^2}$$

în care $b_1 \dots b_n$ sunt distanțele dintre verticalele de sondaj
 $h_1 \dots h_n$ adâncimea verticalelor de sondaj

Raza hidraulică (R) este raportul dintre suprafața secțiunii (ω) și perimetrul udat (P).

$$R = \omega / P \text{ (m)}$$

Pentru a putea folosi măsurătorile dintr-o secțiune transversală la aplicarea unor formule de calcul, este necesar să se mai determine:

Rugozitatea (ρ) care se referă la aprecierea globală a tuturor asperităților care se opun mișcării apei ca urmare a mărimii diametrului aluviunilor (nisip, pietriș, bolovăniș) sau a altor obstacole care apar în albie și contribuie la reducerea vitezei. Cu cât aluviunile de fund sunt mai fine, cu atât rugozitatea este mai mică.

Viteza de curgere

Viteza apei poate fi definită ca distanța (în m) parcursă de masa de apă în unitatea de timp (s), sau vectorul care indică intensitatea și direcția de deplasare a particulelor lichide în mișcare. În secțiunea transversală ea diferă de la un punct la altul, în funcție de natura fundului, de configurația și rugozitatea albiei, de adâncimea masei de apă etc. Viteza are un caracter pulsatoriu și dezordonat, rezultat din interferența curenților, atât în plan orizontal, cât și vertical, fiind mult influențată de podul de gheață, sau de vânt care poate mări sau scădea viteza de suprafață. Dacă vântul bate din aval spre amunte, viteza de suprafață va fi redusă și invers va spori. Din aceste motive s-a convenit a se calcula o viteză medie rezultată din efectuarea mai multor măsurători pe verticalele de sondaj ale secțiunii de scurgere, cu ajutorul moriștii hidrometrice.

Morișca hidrometrică este instrumentul cu care se măsoară viteza punctuală a curentului de apă. Prima morișcă hidrometrică a fost inventată de Woltman, în 1790, pentru a măsura viteza apei în canale, după care a devenit mijlocul cel mai folosit pentru a determina viteza punctuală. O morișcă se compune din paletă, corpul moriștii și coada (fig. 58).

Rotorul sau elicea include în construcție un șurub fără sfârșit, cuplat cu o roțiță zimțată astfel încât la un număr n de rotații ale elicei să se realizeze un contact electric și ca urmare să se înregistreze un semnal sonor, când este cuplat cu o sonerie, sau luminos, când este atașat un bec. Semnalul poate fi dat la 50 sau la 20 de rotații ale paletei. De curând, au apărut moriști cu contorizare a fiecărei rotații. Între numărul de rotații pe secundă (n) și viteza apei (V) există o relație liniară pusă în evidență de ecuația dreptei:

$$V = a + bn,$$

în care a este viteza de pornire a moriștii, adică viteza de la care curentul de apă reușește să pună în mișcare paleta, iar b o constantă care se determină la etalonarea moriștii.

Corpul moriștii realizează legătura dintre elice și coadă, fiind prevăzut cu un orificiu prin care se introduce tija moriștii.

Coadă moriștii, ușoară și lată, are rolul de a permite direcționarea elicei, chiar pe direcția curentului cu viteza maximă.

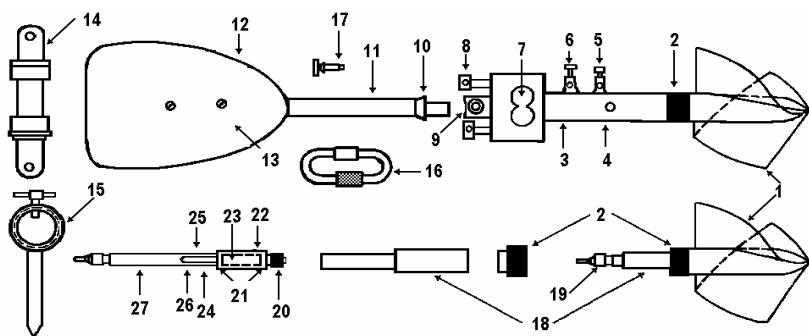


Fig. 58 - Morișca hidrometrică. 1. elice; 2. piuliță; 3. corpul moriștii; 4. șurub de fixare a axului de corp; 5. borna de masă; 6. bornă electroizolantă; 7. fântă pentru citire pe tijă; 8. șurub de fixare a corpului de tijă; 9. lăcaș pentru șurubul ampenajului; 10. știft de fixare a ampenajului de corp; 11. corpul ampenajului; 12. paletel ampenajului; 13. șurub de fixare a paletel ampenajului; 14. vârtejul; 15. indicatorul de direcție; 16. carabinieră; 17. șurubul de fixare a ampenajului de corp; 18. cămașa exterioră a rotorului; 19. axul moriștii; 20. piulița de fixare a rulmenților; 21. rulmenți; 22. distanțierul exterior; 23. distanțierul interior; 24. roțița dințată cu 20 de dinți; 25. roțița de plastic cu știft; 26. acul de contact; 27. axul moriștii (după Diaconu ș.a., 1997).

Dintre accesoriile moriștii, menționăm cronometrul, dispozitivul de contorizare a rotațiilor, tija de care se fixează tija cu un șurub, la adâncimea aleasă. Dispozitivul de semnalizare optică sau sonoră a numărului de contacte și accesoriile necesare întreținerii.

În cazul măsurătorilor la ape mari, sau pe râuri cu adâncimi mari, la care tija nu se poate folosi, este necesar un cablu metalic de care se fixează morișca, derulat de pe un troliu și lestat cu o greutate pentru a menține morișca în poziție verticală. Greutatea utilizată este în funcție

de viteza apei și poate ajunge până la 25 de kg. Măsurarea vitezei se bazează pe calcularea numărului de rotații ale paletei în timp de o secundă. Pentru aceasta, morișca fixată pe tijă se introduce în apă, pe verticala de viteză, la adâncimea dorită. După un timp de așteptare pentru uniformizarea mișcării, la următorul semnal se dă drumul la cronometru, care va fi oprit după un număr par de semnale. Dacă în timpul t s-au înregistrat s semnale și între semnale, morișca face m rotații, numărul (N) de rotații pe secundă este dat de expresia:

$$N = ms / t$$

Moriștile pot înregistra viteze de la 0,05 la 4 m/s. De obicei, fiecare morișcă are două palete, cu sensibilități diferite, una pentru viteze mici și alta, mai puțin sensibilă, pentru viteze mari.

Punctele în care se măsoară viteza pe verticală sunt stabilite în funcție de adâncimile apei în secțiunea transversală și de tipul de morișcă folosită. De regulă, viteza nu se măsoară la adâncimi mai mici ca diametrul paletei. Măsurarea vitezei nu se efectuează decât în secțiunea activă de scurgere, în mai multe verticale, în funcție de lățimea râului și de modul de variație a vitezelor.

Determinarea pentru fiecare verticală, a punctelor standard de măsurare a vitezei se face în funcție de adâncimea apei, de prezența sau nu a fenomenelor de îngheț și de diametrul paletei folosite. În cazul în care viteza se măsoară cu morișca cu diametrul de 12–14 cm, fixată pe tijă, în albia liberă se folosesc următoarele puncte standard:

< 15 cm adâncime, nu se măsoară viteza;

15 – 20 cm adâncime, la 0,6 din adâncime;

21 – 40 cm adâncime, la suprafață și la fund;

41 – 80 cm adâncime, la 0,2; 0,6; 0,8 din adâncime

>80 cm adâncime, la suprafață, 0,2; 0,6; 0,8 și la fund

Adâncimea punctului „suprafață” se fixează cu jumătatea diametrului paletei mai jos de fața apei, iar pentru punctul „fund” la jumătatea diametrului, plus 1 cm mai sus de fundul apei, pentru a nu-l atinge cu paleta.

Dacă râul are pod de gheață, pentru o mai bună apreciere a distribuției vitezelor se recomandă suplimentarea punctelor de măsurare cu un punct la 0,4 din adâncime, la adâncimi între 41 și 80 cm, în prezența năboiului și la peste 80 cm, în absența acestuia.

Când se folosește morișca cu paleta mică cu diametrul de 5cm (micromorișca), viteza se determină în următoarele puncte standard:

Sub 6 cm nu se măsoară viteza, între 6 și 12 cm la 0,6h, între 13–25 cm la „suprafață” și la „fund”, între 26–40 cm la 0,2h, la 0,6h, la 0,8h și la peste 41 cm la „suprafață”, la 0,2h, la 0,6h, la 0,8h și la „fund”.

Pentru punctul „suprafață” se fixează morișca la 3 cm sub oglinda apei, iar pentru punctul la „fund” deasupra acestuia cu 4 cm (Diaconu ș.a., 1997).

Când măsurarea se face într-un singur punct, viteza se numește viteză punctuală.

Pe aceeași verticală, în cazul în care adâncimea permite, un singur punct de măsurare nu este concludent și se impun mai multe măsurători pentru a vedea cum variază viteza pe verticală, de la suprafața apei până la fund. Pentru a avea o imagine mai clară, se face reprezentarea grafică a vitezelor pe verticală, cunoscută și sub denumirea de *hodograful vitezelor*. După forma hodografului, putem vedea cum sunt distribuite vitezele pe verticală, de la suprafața apei până la fund. De regulă, se remarcă faptul că viteza maximă este aproximativ la 0,2 din adâncimea verticalei, după care scade treptat, spre fundul râului, unde are cele mai mici valori. Punctul în care se înregistrează viteza maximă se poate modifica și în funcție de condițiile externe. Astfel, dacă vântul bate dinspre aval spre amunte, viteza maximă se va înregistra mai jos, aproape de 0,6 din adâncime, aproape la fel ca în cazul în care suprafața apei este acoperită cu pod de gheață. Dacă vântul suflă în direcția de curgere, viteza maximă este mai aproape de suprafață.

Într-o secțiune transversală cu mai multe verticale de sondaj, liniile care unesc punctele cu aceeași viteză se numesc *izotahe*. Determinarea lor este necesară pentru a putea observa modul cum morfologia albiei influențează configurația și distribuția vitezelor în secțiune, atât în cazul albiilor libere, cât și atunci când un râu are pod de gheață sau năboi

Operația de determinare a vitezei începe cu fixarea moriștii pe tijă la adâncimea dorită, introducerea în apă și așteptarea a 2-3 semnale, pentru intrarea în regim normal, după care la următorul semnal se pornește cronometrul. Timpul de măsurare este, de regulă, de 120” sau de 140”, în cazul în care curentul are pulsații puternice. Cunoscând că morișca emite un semnal la 20 de rotații complete, se pot întâlni două situații:

Când morișca emite un semnal la mai mult de 15”, se înscrie în carnetul de măsurătoare, în prima căsuță, prima citire a secundelor pe cronometru, apoi a doua citire în cea de a doua căsuță ș.a.m.d., până la cel de al optulea semnal.

Dacă pe durata primelor 15” morișca a dat deja două semnale se așteaptă al treilea semnal, iar în prima căsuță se vor marca două puncte și se va trece timpul la cea de a treia citire, de exemplu :21. Operația se repetă timp de 2 minute, notările din fiecare căsuță însemnând 60 de rotații (trei semnale a câte 20 de ture fiecare). La

viteze ale apei foarte mici, apropiate de viteza de pornire, morișca se ține până la 5 minute pentru a se putea aprecia cât mai corect viteza.

Datele măsurătorilor se înscriu în formulare special concepute sau în carnete de măsurători, care au și un spațiu prevăzut pentru desenarea distribuției vitezelor pe verticală. Cu ajutorul vitezelor punctuale se pot determina vitezele medii pe verticalele alese.

Calculul vitezei medii

Viteza medie a apei, pe aceeași verticală de sondaj, se poate calcula din valorile punctuale, folosind metoda analitică, grafoanalitică, grafomecanică sau metoda integrării vitezelor pe verticală.

Metoda analitică permite calcularea vitezei medii, pe fiecare verticală, în funcție de numărul de viteze punctuale determinate.

În cazul adâncimilor mici cu o singură viteză punctuală determinată

$$V_m = V_{0,6h}$$

Dacă viteza s-a determinat în două puncte, deci la adâncimi între 21 și 40 cm,

$$V_m = (V_{0,2} + V_{0,8}) / 2 \text{ sau } V_m = (V_s + V_d) / 2$$

Pentru calcularea vitezei, în cazul în care s-au folosit trei puncte, deci la adâncimi între 41 – 80 cm,

$$V_m = (V_{0,2h} + 2V_{0,6h} + V_{0,8h}) / 4$$

Determinarea vitezei medii, când pe verticală s-au măsurat în cinci puncte (la adâncimi mai mari de 80 cm), se face cu formula:

$$V_m = (V_s + 3V_{0,2h} + 3V_{0,6h} + 2V_{0,8h} + V_d) / 10$$

Metoda grafomecanică constă din reprezentarea grafică a vitezelor în funcție de adâncime, pe fiecare verticală. După unirea valorilor, se obține o figură geometrică a distribuției vitezelor pe verticală numită hodograf (fig. 59A).

Viteza medie (V_m) se obține ca un raport între suprafața totală a hodografului (S_h) și adâncime (h), deci are valoarea lățimii unui dreptunghi.

$$V_m = S_h / h \text{ (m/s)}.$$

Pornind de la viteza medie se poate calcula și debitul unitar sau elementar (q) ca fiind debitul de apă care se scurge în timp de o secundă, la viteza dată, printr-o secțiune dreptunghiulară având înălțimea egală cu cea a verticalei (h) și lățimea de 1 m. El se exprimă în m^2/s (provenind de la $m^3/s.m$), deci:

$$q = V_m h \text{ (m}^2\text{/s)}$$

Metoda grafoanalitică combină primele două metode, luând reprezentarea grafică de la metoda anterioară. După reprezentarea

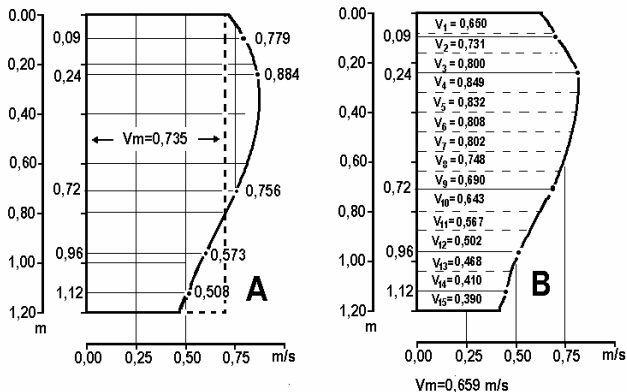


Fig. 59. – Calculul vitezei medii pe verticală prin metoda grafomecanică (A) și grafoanalitică (B).

grafică, figura obținută se împarte în fâșii orizontale de o anumită lățime (de regulă 4 mm) și pentru fiecare fâșie se determină grafic viteza la mijlocul fiecărui interval (fig. 59B). Viteza medie se determină ca medie aritmetică a acestor viteze parțiale:

$$V_m = (V_1 + V_2 + V_3 + \dots + V_n) / n \text{ sau } V_m = \Sigma V_i / n \text{ (m/s)}$$

În care ΣV_i reprezintă suma vitezelor medii pentru toate fâșiile orizontale, iar n numărul acestora

Metoda integrării vitezelor pe verticală. În acest caz, pe verticala de viteză, morișca nu se ține fixă la un punct dat, ci culisează pe tijă, cu o viteză constantă de sus în jos și invers, notându-se numărul de impulsuri în timpul parcurs. Este recomandabil ca viteza de translație a moriștii să fie mică și uniformă pentru a putea prinde toate fluctuațiile vitezelor. Această metodă este mai frecvent aplicată în cazul folosirii contoarelor electronice pentru moriștile hidrometrice. În cazul moriștilor cu contact la fiecare rotație, dacă se cunoaște numărul total de rotații (n) și timpul (t) se poate ușor determina numărul de rotații pe secundă (N) ca raport al celor două mărimi:

$$N = n / t$$

În funcție de dotarea de care dispunem, în afara determinării cu morișca, viteza de scurgere a apei se poate aprecia în mai multe feluri.

Măsurarea cu flotori sau plutitori este cea mai simplă și nu presupune decât dotarea cu un ceas cu cronometru sau secundar central, posibilitatea de a măsura o distanță între două repere de pe mal și câțiva plutitori. Pentru măsurare se alege un sector de albie rectilinie pe o distanță care să depășească de cel puțin 3 – 5 ori lățimea

cursului. În carnet se face un tabel în care se trec anul, luna, ziua când s-au făcut măsurătorile și date asupra stării timpului (liniștit, ploaie, vânt de la malul stâng, sau drept, din aval spre amunte sau invers), date care ne permit să vedem dacă viteza a fost sau nu influențată. La reperul din amunte se lansează pe suprafața apei unul sau mai multe obiecte ușoare (sticlute de plastic goale, bețișoare de 5-10 cm, bucăți de spumă spongioasă etc.) care să se poată deplasa o dată cu masa de apă. De regulă, se lansează un flotor în amunte de secțiunea primului reper și se începe cronometrarea, când flotorul trece prin secțiune, urmărindu-l pe traseu până la secțiunea din aval, când se oprește cronometrul și se determină timpul. Cunoscând distanța parcursă de flotor (D) în metri și timpul necesar parcurgerii distanței (t), se poate determina viteza (V) în m/s, folosind formula:

$$V = D/t$$

În cazul măsurătorilor pe râuri cu lățimi mai mari, se recomandă folosirea mai multor flotori care să cuprindă întreaga secțiune și atunci viteza medie pe secțiune va rezulta din media aritmetică a vitezelor grupelor de flotori folosiți. Chiar și în acest caz este recomandabil ca măsurătoarea să se repete de 2 sau de 3 ori pentru a se aprecia cât mai corect viteza. Mai întâi se lansează flotorii din zona centrală, apoi pentru cele laterale, alese în funcție de lățimea râului.

Deoarece în acest fel se determină numai viteza de la suprafață și nu pe întreaga verticală, se recomandă aplicarea unui coeficient de corecție pentru a se determina viteza medie. Există și posibilitatea de a determina viteza la anumite adâncimi, folosind pe lângă flotorii de suprafață și flotori de adâncime sau prăjini hidrometrice.

Tahobatometrele sunt, de regulă, folosite pentru recoltarea probelor de aluviuni în suspensie de la diferite adâncimi. Ele pot servi, însă și la determinarea vitezei de curgere prin determinarea timpului de umplere a unor volume bine cunoscute:

Se poate folosi atât tahobatometrul pliant (fig. 60A), cât și tahobatometrul cu volum constant (fig. 60B), dar de fiecare dată trebuie să ținem cont de curba de tarare sau de graficele de legătură, care dau viteza curentului în funcție de timpul de umplere. Curba de tarare este graficul stabilit prin măsurători experimentale, după care se poate determina viteza, cunoscând timpul de umplere. Forma graficului arată că, cu cât viteza curentului este mai mare, cu atât timpul de umplere este mai scurt și invers (fig. 60).

Tubul hidrometric sau tubul lui Pitot, după numele inventatorului care l-a folosit încă din 1732 (fig. 61). Acest instrument constă dintr-un tub de sticlă îndoit la 90° cu deschidere la ambele capete, dar cu o

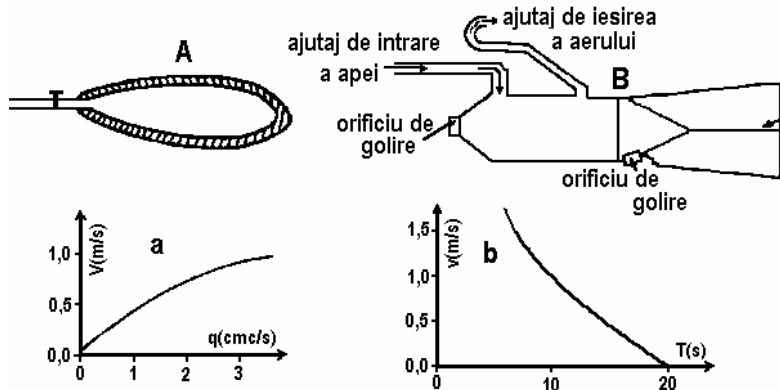


Fig. 60. - Tahobatometrul pliant (A), cu curba lui de tarare (a) și tahobatometru cu volum constant (B), cu curba lui de tarare (b) (după, Gâșteșcu, 1998).

deschidere mai mică la partea care se introduce în apă (ca o pipetă). Introdus în apă cu deschiderea contra curentului, din cauza presiunii dinamice, apa se ridică în tub deasupra oglinzii apei cu atât mai mult cu cât viteza curentului este mai mare. Se citește înălțimea (h) la care se ridică apa și viteza (V) se calculează folosind formula:

$$V = C\sqrt{h}$$

în care C este o constantă care se determină la etalonarea aparatului.

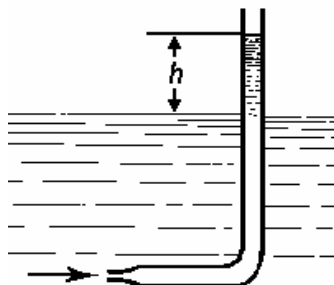


Fig. 61. Tubul hidrometric Pitot.

Debitul râurilor

Prin debit (Q) înțelegem volumul de apă (l/s sau m^3/s) care trece prin secțiunea transversală a unui curs de apă într-o unitate de timp. El se determină ca fiind produsul dintre secțiunea de scurgere (ω) în m^2 și viteza apei (V) m/s :

$$Q = \omega V$$

Debitul mediu specific sau debitul pe unitatea de suprafață q ($l/s.km^2$) este mărimea care se calculează ca raport între debitul de apă (Q) în l/s și suprafața bazinului hidrografic în km^2 (S_b).

$$q = Q.1000/S_b$$

Dacă raportăm debitul (Q) scurs într-un interval de timp dat (T) (zi, lună, an) la suprafața bazinului (S_b), obținem înălțimea stratului de apă scurs (h_{mm}) de pe arealul luat în calcul.

$$h_{mm} = QT / S_b$$

Metode de determinare a debitului lichid

Determinarea debitului folosind viteza măsurată cu morișca hidrometrică.

După numărul de verticale de viteză folosite și numărul de puncte de măsurare a vitezei pe fiecare verticală, măsurătorile de debit pot fi:

- măsurători complete, când vitezele se măsoară în toate punctele standard din verticalele de viteză ale profilului analizat;
- măsurători la 0,6h, când în fiecare verticală se măsoară viteza numai la 0,6 din adâncimea fiecărei verticale;
- măsurători la suprafață, când în fiecare verticală, se măsoară viteza numai la suprafață;
- măsurătoare integrată, în cazul în care viteza medie a fiecărei verticale se determină prin metoda integrării vitezelor.

După cum viteza medie are mai multe metode de determinare și debitul total poate fi estimat prin mai multe metode:

1. *Metoda analitică* pornește de la ideea că debitul total reprezintă suma debitelor parțiale dintre verticalele de viteză. Pentru determinarea debitului prin această metodă se impun următoarele etape:

- calcularea vitezelor medii pe fiecare verticală ($v_1, v_2, \dots v_n$);
- determinarea suprafețelor parțiale dintre verticalele de viteză ($\omega_1, \omega_2, \dots \omega_n$) (fig. 62).
- estimarea vitezelor medii pentru suprafețele dintre verticalele de viteză ($V_1, V_2, V_3, \dots V_n$).

Viteza medie pe o secțiune parțială de scurgere se determină ca medie aritmetică a vitezelor medii ale verticalelor vecine. Pentru cele două secțiuni extreme, dintre prima și ultima verticală de viteză și mal, viteza medie se estimează a fi $2/3$ din prima și din ultima viteză medie (tabelul 4).

Pentru fiecare secțiune se determină debitul parțial ca produsul dintre secțiune și viteză. De exemplu, pentru calcularea debitului dintre verticalele III și IV, se folosește expresia:

$$Q_4 = \omega_4 [iV_{III} + V_{IV}]/2] \text{ sau } Q_4 = \omega_4 V_4$$

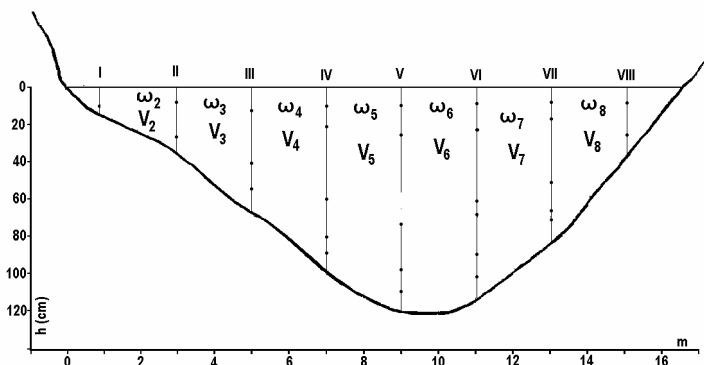


Fig. 62 - Profil transversal cu secțiunile dintre verticalele de viteză și vitezele medii ale acestora

Valorile parțiale se însumează pentru a se obține debitul total, astfel:

$$Q = 2/3 \omega_0 V_1 + \omega_1 (V_1 + V_2)/2 + \omega_2 (V_2 + V_3)/2 + \dots \omega_{n-1} (V_{n-1} + V_n)/2 + 2/3 \omega_n V_n \text{ (m}^3/\text{s)}$$

Această metodă se poate folosi și în cazul în care s-a efectuat determinarea vitezelor la 0,6 sau la suprafață, considerându-le ca fiind viteze medii pentru verticalele respective. În acest caz, debitul calculat se numește debit fictiv.

2. *Metoda grafomecanică* presupune o reprezentare grafică a secțiunii transversale și a hodografului vitezelor pentru fiecare verticală (fig. 59A).

Deasupra profilului transversal, având la bază linia oglinzii apei, se construiește un grafic pe care, în prelungirea verticalelor de viteză se reprezintă, la scară, valorile debitului elementar. Suprafața rezultată din unirea punctelor, se planimetrează, se înmulțește cu produsul scărilor folosite și se obține valoarea debitului care se scurge prin secțiune (fig. 63).

Tabelul 4

Calculul debitului de apă prin metoda analitică

Vert. de viteză	V. med. pe verticală (m/s)	Supr. dintre vert. de viteză (ω_i)	V. medie dintre verticalele de viteză (V m/s)	Debitele parțiale Q_i
I	0,302	$\omega_1 = 0,08$	$V_1 = 0,201$	$Q_1 = 0,016$
		$\omega_2 = 0,500$	$V_2 = 0,378$	$Q_2 = 0,189$
II	0,435	$\omega_3 = 1,030$	$V_3 = 0,411$	$Q_3 = 0,423$
III	0,370	$\omega_4 = 1,620$	$V_4 = 0,542$	$Q_4 = 0,878$
IV	0,713	$\omega_5 = 2,210$	$V_5 = 0,724$	$Q_5 = 1,600$
V	0,735	$\omega_6 = 2,360$	$V_6 = 0,712$	$Q_6 = 1,680$
VI	0,690	$\omega_7 = 1,920$	$V_7 = 0,652$	$Q_7 = 1,250$
VII	0,614	$\omega_8 = 1,140$	$V_8 = 0,510$	$Q_8 = 0,607$
VIII	0,406	$\omega_9 = 0,270$	$V_9 = 0,270$	$Q_9 = 0,073$
		$\omega = \Sigma \omega_i = 11,13$		$Q = \Sigma Q_i = 6,72$

3. *Metoda grafoanalitică* se aseamănă cu cea grafomecanică, dar calcularea vitezei medii se face cu media aritmetică a vitezelor fâșiilor orizontale, cu lățimi de 4-5 mm, (fig. 63). Se folosește și în acest caz reprezentarea grafică a secțiunii de scurgere cu hodograful vitezelor pe fiecare verticală.

În partea de jos a figurii se construiește un tabel care va cuprinde: numărul verticalei de sondaj, de viteză, distanța de la reper, adâncimea apei (h_m), viteza medie pe verticală (m/s), debitul elementar ($m^2/s.m$). Cu valorile obținute se construiește graficul epurei vitezelor deasupra oglinzii apei și la fel se procedează și cu debitul elementar. Pe epura debitelor elementare, construită prin prelungirea verticalelor de viteză, se obțin o serie de figuri geometrice care se folosesc la determinarea debitelor parțiale. Debitul total se va determina cu ajutorul formulei:

$$Q = 1/2(q_1 b_1) + [(q_1 + q_2)/2]b_2 + \dots + [(q_{n-1} + q_n)/2]b_{n-1} + 1/2 (b_n q_n)$$

Debitul se poate obține și din planimetrarea figurii obținute cunoscând scara epurei debitelor elementare și a lățimii oglinzii apei.

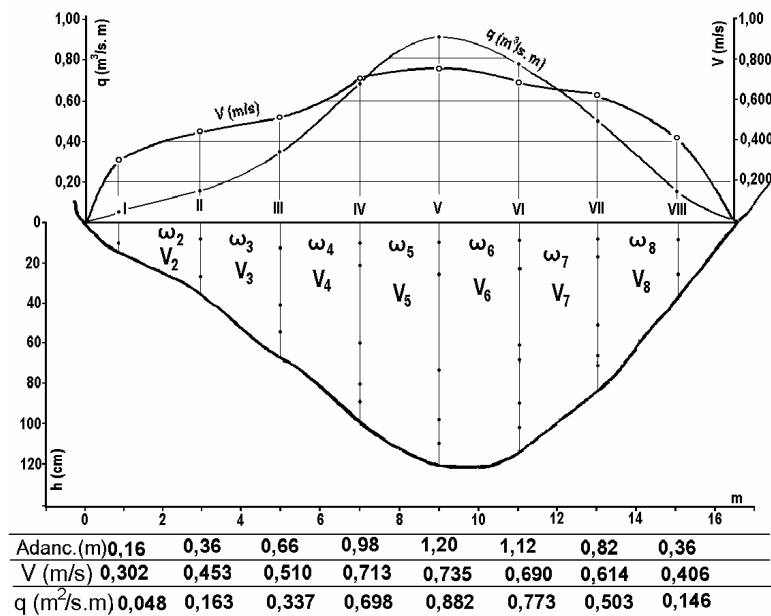


Fig. 63. Determinarea debitului de apă prin metoda grafomecanică

Determinarea debitului cu ajutorul vitezei obținute din deplasarea flotorilor. Cunoscând viteza de suprafață determinată cu ajutorul flotorilor se calculează un debit fictiv ca rezultat al produsului dintre viteza (V) și secțiunea (ω).

$$Q_{fictiv} = \omega V_{supr.}$$

Debitul real se determină prin introducerea unui coeficient de corecție, astfel încât:

$$Q = K Q_{fictiv}$$

În care coeficientul de reducere K se apreciază a fi între 0,86, pentru râurile de munte și 0,89, pentru cele de câmpie:

Metoda construcțiilor hidrotehnice. Pentru o serie de pâraie, canale ș. a. se folosesc canale deversori cu secțiuni de scurgere stabile, pentru care sunt întocmite curbe de tarare și se obține debitul în funcție de înălțimea nivelului la deversor. Sunt mai multe tipuri de deversori, de unde și diferite formule și curbe de tarare, pentru ca din citirea

nivelurilor să se obțină direct debitul de apă evacuat. Dintre tipurile de deversori, amintim pe cei cu pereți subțiri de formă dreptunghiulară, trapezoidală, triunghiulară etc. (fig.64).

-*Deversorul dreptunghiular* care permite calcularea debitului folosind relația:

$$Q = m_0 b \sqrt{2g} H^{3/2}$$

unde:

H – grosimea lamei deversate, în m (fig. 64A);

m_0 – (coeficientul de debit), care depinde de grosimea lamei de apă și de înălțimea pragului deversor față de fund;

b – lățimea deversorului (m);

g – accelerația gravitației ($9,81 \text{ m/s}^2$).

-*Deversorul trapezoidal* are pereții cu înclinarea $\text{tg } \alpha = 1/4$ iar sarcina maximă (H) trebuie să fie cel puțin $1/3$ din lungimea pragului (fig.64B).

$$Q = 1,86 b H^{3/2}$$

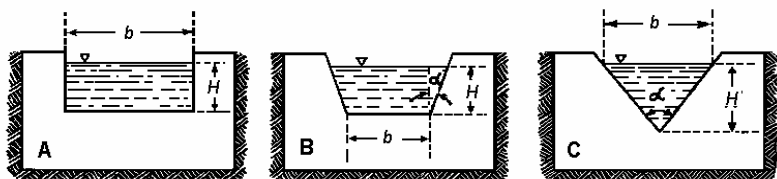


Fig. 64. Tipuri de deversori: A - dreptunghiulari; B - trapezoidali; C - triunghiulari.

-*Deversorul triunghiular* are sarcina minimă $H = 0,05 \text{ m}$ și cea maximă $H = 1 \text{ m}$ (fig. 64C).

$$Q = 1,4 H^{5/2} \text{ sau: } Q = 1,343 H^{2,47}$$

În toate cazurile, sarcina H se determină cu o miră sau cu o riglă gradată iar debitul Q în l/s sau m^3/s se determină prin formule sau tabele (Pișota, Buta, 1982).

Determinarea debitului prin metoda diluției. Se folosește, de regulă, la pâraiele mici din zona de munte când nu se dispune de morișcă hidrometrică, sau în cazul în care folosirea acesteia este greoaie. Procedul constă din lansarea într-o secțiune, a unei soluții concentrate de NaCl, sau coloranți ca fluoresceina, bicromatul, clorura de litiu. În aval, după ce amestecul s-a realizat și concentrația este

omogenă se colectează probe de apă și se determină concentrația, iar debitul se obține din relația:

$$Q = q [(K_1 - K_2) / (K_2 - K_0)] , \text{ în care:}$$

q – debitul soluției (l/s);

K_1 – concentrația soluției deversată (g/l);

K_0 – concentrația soluției în stare naturală;

K_2 – concentrația în proba din aval.

Dacă nu vom avea în vedere concentrația inițială a râului, în stare naturală, considerând-o nulă, formula se simplifică:

$$Q = q (K_1 / K_2)$$

Deși metoda dă rezultate bune, este incomodă prin cantitatea mare de soluție care trebuie pregătită și transportată.

Metoda volumetrică se folosește numai în determinarea debitului unor izvoare sau pâraie foarte mici cu scurgere de câțiva l/s. Pentru realizarea acestui procedeu, izvorul sau pârâul se orientează pe un jgheab și debitul lui se colectează într-un vas cu volum cunoscut (W). Se cronometrează timpul de umplere (t) și debitul se află din relația:

$$Q = W / t \text{ (l/s)}$$

Pentru astfel de măsurători se pot folosi găleți, borcane, bidoane, butoaie etc.

Metoda hidraulică se aplică, de obicei, când nu dispunem de alte mijloace și se bazează pe folosirea unor formule empirice. În acest scop, cel mai mult utilizată este formula lui Chezy:

$$V = C\sqrt{RI} ,$$

în care:

V – viteza medie pe secțiunea de măsurare;

C – un coeficient de viteză;

R – raza hidraulică;

I – panta suprafeței apei.

Debite caracteristice

Cu debitele zilnice determinate și cu valorile extreme ale acestora se întocmește fișa debitelor zilnice din cursul unui an. Reprezentarea acestor valori pe hârtie milimetrică, în funcție de timp, permite obținerea hidrografului debitelor. Analiza acestuia, asociată cu observațiile de la stațiile hidrologice și a informațiilor, culese de pe teren, ajută la definirea mai multor debite caracteristice:

Debitul maxim absolut ($Q_{max.abs}$) este cel mai mare debit înregistrat în perioada de observații directe, sau reconstituit pe baza informațiilor.

Debitul maxim extraordinar ($Q_{max.ex.}$) este cel mai mare debit înregistrat în ultima perioadă de 30 de ani.

Debitul maxim de inundație ($Q_{max.în.}$) este debitul la a cărui valoare apele depășesc cota de inundație și se revarsă în albia majoră.

Debitul maxim anual ($Q_{max.an.}$) este cel mai mare debit din cursul unui an.

Debitul maxim lunar ($Q_{max.lun.}$) este cel mai mare debit dintr-o lună.

Debitul mediu anual ($Q_{m.an.}$) este media aritmetică a debitelor medii lunare dintr-un an.

Debitul mediu lunar ($Q_{m.l.}$) este media aritmetică a debitelor medii zilnice dintr-o lună determinate pe baza cheii limnimetrice.

Debitul modul sau mediu multianual (Q_o) este reprezintă media debitelor medii anuale pe o perioadă cât mai mare de observații.

Debitul de etiaj (Q_e) este debitul cel mai mic, care se realizează numai în 10 zile din an.

Debitul minim lunar ($Q_{min.l.}$) este cel mai mic debit înregistrat în cursul unei luni.

Debitul minim anual ($Q_{min.an.}$) este cel mai mic debit din cursul unui an.

Debitul minim absolut ($Q_{min.abs.}$) este cel mai mic debit înregistrat în perioada de observații.

Prelucrarea debitelor de apă

Informațiile obținute asupra debitelor de apă prin măsurători directe, deși nu sunt foarte multe în timpul anului, trebuie să acopere întregul ecart de variație al nivelurilor. Cu datele astfel obținute se întocmesc, de către specialiștii hidrologi, corelații între niveluri și debitele de apă măsurate, secțiunile de scurgere și vitezele medii determinate. Pe baza acestora se întocmesc cheile limnimetrice grafice și tabelare care ne permit să determinăm debitele medii zilnice.

Cheia limnimetrică grafică este curba care reprezintă grafic legătura dintre debitul de apă și nivelul corespondent într-un punct dat al unui curs de apă (fig. 65).

Se cunoaște că în rețeaua hidrometrică de stat observațiile asupra nivelurilor se efectuează de două ori pe zi și prin prelucrarea lor se obțin valorile medii zilnice, lunare, anuale și multianuale. În afara nivelurilor, de un real folos sunt debitele de apă care se scurg pe râuri. Acestea se determină, în funcție de mărimea râului, de posibilitățile de acces, prin una dintre metodele amintite, dar aceste măsurători sunt

reduce ca număr în raport cu nivelurile care se citesc zilnic. La stațiile hidrologice se caută a se acoperi cu măsurători tot ecartul de variație a nivelurilor din cursul unui an. Pe baza acestor date asupra debitelor și a nivelurilor corespunzătoare, se întocmește un grafic de legătură între cele două mărimi și în cazul în care această relație este bună, se poate obține debitul de apă pentru orice nivel citit la mira hidrometrică.

Cheia limnimetrică tabelară permite obținerea debitelor de apă zilnice, la creșteri ale nivelurilor din cm în cm. Același tip de grafic se poate stabili și pentru variația secțiunii de scurgere $\Omega = f(H)$ și pentru viteza medie pe secțiune tot în funcție de nivelurile înregistrate la mira hidrometrică $V_m = f(H)$ (fig. 65). Relațiile permit extrapolarea cheii limnimetrice la valorile extreme, atunci când nu se dispune de măsurători directe. Trebuie însă avut în vedere că extrapolarea cheii limnimetrice nu se poate face corect decât pentru maxim 30% din ecartul nivelurilor.

Desigur că legătura între cele două elemente depinde foarte mult de starea albiei. Vom avea astfel, la unele râuri, situații deosebite în timpul iernii, când sunt frecvente fenomenele de iarnă cu pod de gheață, sau vara, când unele albie sunt invadate de vegetație acvatică. În astfel de cazuri se impune a se determina o cheie limnimetrică valabilă pentru perioada de iarnă, una pentru cea de vară și una pentru restul anului.

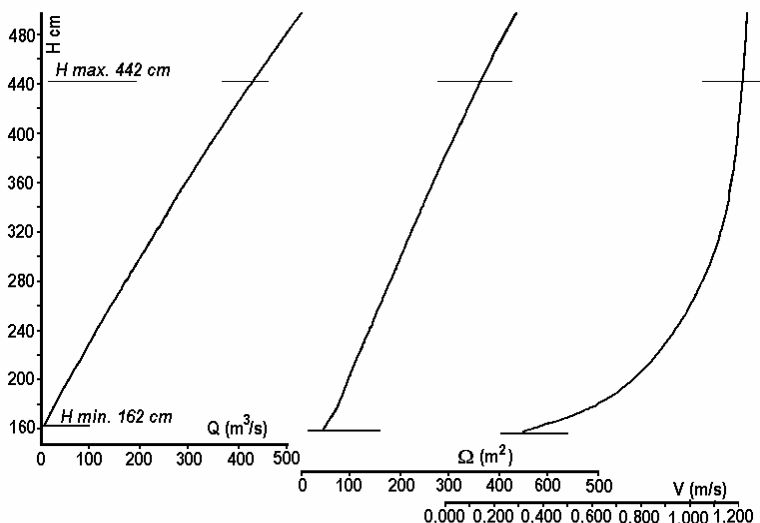


Fig. 65 - Graficele de legătură dintre niveluri, debitul de apă, secțiunea activă și viteza medie, pentru trasarea cheii limnimetrice

Folosind cheile limnimetrice, grafică și tabelară, bine stabilite pe baza măsurărilor efectuate și a nivelurilor corespondente, se pot determina debitele medii zilnice, apoi cele medii lunare și anuale. Tot pe baza lor, folosind nivelurile, se pot obține valorile caracteristice ale debitelor medii zilnice (maximele și minimele), ca și valorile absolute înregistrate.

Graficul de frecvență a debitelor se poate construi, pornind de la valorile medii zilnice. Pentru acest grafic, ca și în cazul nivelurilor, ecartul dintre debitul maxim și minim anual, se împarte în mai multe clase de mărime fiecare interval, având un ecart egal ΔQ . După aceea, se analizează fiecare valoare zilnică și pe baza mărimii se include în clasa corespunzătoare. Valorile intervalelor de clasă se reprezintă pe graficul debitelor, în funcție de durata în procente sau de numărul de cazuri de producere a acestora. Dacă pe același grafic se marchează și valoarea debitului mediu anual, se poate ușor aprecia modul de distribuție a valorilor zilnice și ponderea acestora.

Graficul de durată a debitelor rezultă din graficul de repartitie a frecvențelor care se cumulează descendent în așa fel, încât pe orizontală să se regăsească toate cele 365 de zile din cursul unui an. Curba de durată ne dă informații asupra duratei în care debitele de apă sunt mai mari sau mai mici decât o anumită valoare marcată pe grafic.

Curba de asigurare se folosește, de obicei, pentru caracterizarea valorilor hidrologice (maxime, minime, dar și medii), în cazul în care necesitățile practice de folosire a apelor impun acest lucru. Sunt cazuri în care, din perioada de observații, de exemplu, s-au obținut un număr de informații asupra debitelor maxime, dar nu se știe care este probabilitatea de producere a acestora. În acest caz, se face ordonarea descrescătoare a șirului de date, după care se calculează probabilitatea de apariție a fiecărei valori folosind de regulă formula:

$$p = [(m-0,3) / (n+0,4)]100\%$$
 , în care:

p – probabilitatea de apariție a valorii;

m – numărul de ordine al termenului în șirul de observații;

n – numărul termenilor din șir.

Valorile obținute se reprezintă grafic pe o hârtie de probabilitate și trasând o curbă prin media lor se obține curba empirică de asigurare, cu ajutorul căreia se poate determina care este probabilitatea de apariție a debitelor cu o anumită valoare.

REGIMUL HIDROLOGIC AL RÂURILOR

Prin *regim hidrologic* înțelegem schimbarea legică a stării resurselor de apă, în timp, condiționată de factorii fizico-geografici și, în principal, de condițiile climatice. El se manifestă prin oscilații zilnice, anotimpuale anuale și multianuale ale nivelurilor debitelor lichide și solide, temperaturilor, chimismului, proceselor de albire. Fiecare din aceste elemente poate avea regimul propriu de variație, în timp și în spațiu, în funcție de condițiile care-l determină. Dimensionarea elementelor de regim este determinată de condițiile climatice și de cele fizico-geografice. La toate acestea se adaugă factorul uman, cu rol din ce în ce mai important în modificarea, uneori, radicală a regimului hidrologic al cursurilor de apă.

Studierea regimului hidrologic are ca scop descifrarea legităților care duc la variația în timp și în spațiu a resurselor de apă ale unui teritoriu. Acest lucru este absolut obligatoriu în condițiile prezente, în care apa este analizată ca resursă și ca factor al dezvoltării, de cantitatea și de regimul ei de variație în timp și în spațiu, depinzând chiar dezvoltarea socio-economică locală și regională.

Factorii care influențează scurgerea râurilor

Factorii neclimatici

Această grupă de factori are un rol important în distribuția spațială a scurgerii râurilor și includ condițiile geologice, de relief și solurile care, la scara vieții umane, le putem considera constante. Sunt apoi vegetația și activitățile umane care au o dinamică accentuată în timp.

Constituția geologică cu distribuția spațială a diferitelor tipuri de roci consolidate sau neconsolidate, permeabile sau impermeabile, cu diferite structuri și stratificații, are un rol important în circulația apelor căzute din precipitații. Prin evoluția paleogeografică, constituția geologică a fost implicată în formarea unităților majore de relief și a zonalității verticale a condițiilor climatice.

În *zona de munte* se întâlnesc, de regulă, roci compacte, cu rezistență mare la eroziune. Ele generează pante mari ale versanților și ale albiilor de râu, o scurgere rapidă și cantități foarte mici de aluviuni în suspensie. Infiltrarea apelor din precipitații în depozitele de pantă este o sursă importantă pentru alimentarea subterană a râurilor și în intervalul dintre ploii.

În *regiunile deluroase*, rocile mai slab cimentate sau chiar neconsolidate ușor friabile, sunt, de regulă, acoperite cu soluri care au

o textură argilooasă. Ca urmare, infiltrarea se produce mai greu și dacă ținem cont și de faptul că rocile mai puțin rezistente la eroziune permit o fragmentare mai puternică a reliefului și deci pante mari, scurgerea apelor pe versant se produce repede și se formează viituri care antrenează și o mare cantitate de aluviuni în suspensie. În aceste regiuni resurse de ape subterane, care ajută la alimentarea râurilor, sunt în depozitele de terasă, în orizonturile freatice de la baza pantelor, sau în conurile de dejecție.

În *arealele piemontane și de podiș*, sunt pachete groase de depozite permeabile în alternanță cu impermeabile, cu drenaj subteran adânc care este greu intersectat de eroziunea fluvială, din care cauză este frecvent fenomenul de secare al râurilor.

În *zonele de câmpie*, apele din precipitații, din cauza pantelor foarte mici, au un drenaj lent, se scurg încet spre rețeaua de albiu sau rămân la suprafața terenului pe arealele fără pante, unde predomină procesele hidrologice pe verticală, de infiltrare sau evaporare. Apele subterane din regiunea de câmpie sunt, de regulă, la baza depozitelor loessoide, în straturile permeabile, pe interfluvii sau în depozitele aluviale din albiile râurilor.

Fără a avea un caracter zonal, un rol deosebit asupra scurgerii râurilor îl au *calcarele*, a căror suprafață, la nivelul României, se estimează a fi între 4 400 și 4 600 km². În arealul acestor formații, scurgerea superficială este complet dezorganizată în favoarea unei scurgeri subterane, cu mici variații ale regimului de scurgere. Sunt cazuri când apele superficiale dispar în subteran într-un bazin și reapar în altul, uneori la distanțe destul de mari.

Relieful are o influență directă asupra scurgerii râurilor prin gradul de fragmentare și prin pantele versanților, cu urmări și asupra circulației apelor freatice. În regiunile carpatice, unde frecvent pantele sunt între 200 și 400m/km și chiar peste, scurgerea superficială de pe versanți este foarte rapidă. Procesul se reduce treptat spre câmpie, ca urmare a faptului că în regiunile de deal pantele sunt cuprinse între 80 și 200m/km, în timp ce la câmpie au numai între 5 și 60m/km. Scăderea pantelor determină o scădere progresivă a vitezei scurgerii superficiale și a celei subterane, cu reflexii și în regimul de scurgere al râurilor.

Influența reliefului asupra proceselor de scurgere se manifestă și prin zonalitatea verticală, de care este direct legată creșterea precipitațiilor și a scurgerii și scăderea evapotranspirației. Zonalitatea verticală asociată cu panta versanților are un rol foarte important în viteza de formare și de transmitere a undelor de viitură. În zona de câmpie rolul pantei se reduce la minim și, ca urmare, se produce și o

modificarea cantitativă a proporției dintre apa scursă și cea evaporată sau infiltrată, în favoarea ultimelor două.

Configurația reliefului are un rol important și asupra redistribuirii teritoriale a rezervei de apă existentă sub formă de zăpadă. Este cunoscută acumularea zăpezilor în circurile și în văile glaciare, ca urmare a avalanșelor, sau în zona de câmpie a zăpezilor troienite în timpul viscolelor puternice.

Solul are rolul de tampon, fiind interfața dintre precipitații și scurgerea de versant. Influența solului asupra proceselor de scurgere depinde de structura și textura solurilor, de panta versanților și de intensitatea ploilor. Solurile cu textură nisipoasă au o capacitate de reținere mare, în timp ce solurile argiloase au capacitate de reținere mică. În acest sens, primele au capacitatea de a atenua scurgerea prin volumul mai mare de apă reținută, în timp ce ultimele au un rol minim în acest proces. Desigur că rolul de atenuator al solurilor depinde de panta versanților și de intensitatea ploilor. Dacă ploile cu intensitate mică sunt reținute aproape integral în solurile nisipoase sau în cea mai mare parte în solurile cu textura lutoasă sau argilooasă, ploile cu intensitate mare se comportă diferit. La intensități mari, capacitatea de absorbție a solurilor este repede depășită și surplusul de apă se scurge, fără ca întreaga capacitate de reținere a solurilor să fie satisfăcută.

Solurile cu capacitate mare de înmagazinare a apei sunt în zona de câmpie, în timp ce în zonele de deal și de munte capacitatea de reținere a solurilor este mai scăzută. Permeabilitatea mai redusă a solurilor montane se datorează faptului că au un grad mai mare de saturare cu apă, fapt care contribuie și la o alimentare mai bogată a apelor freatice.

Vegetația prin cantitatea de masă pe unitatea de suprafață are un rol important în atenuarea proceselor de scurgere și chiar în protejarea covorului de sol contra proceselor de eroziune. În primul rând, covorul vegetal împreună cu condițiile climatice contribuie la formarea tipurilor de sol. Apoi, sistemul radicular al plantelor contribuie la o sporire a rezistenței solurilor la procesele de eroziune. Un covor vegetal dens, în cazul pășunilor sau al fânețelor, contribuie la o atenuare a scurgerii de versant prin creșterea rugozității la scurgere. Reținând apa la suprafața terenului, un timp mai îndelungat, există posibilitatea ca o cantitate mai mare să se infiltreze. Un covor vegetal bine încheșat are un rol important în absorbția energiei picăturilor de apă, ferind în felul acesta solul de violența impactului direct al picăturilor de ploaie.

Pădurea, care ocupă 27% din teritoriul României, intervine substanțial în dimensionarea proceselor de scurgere (Ujvari, 1972). Ea determină o micșorare a cantităților de precipitații, în primul rând, prin reținerile pe coronament. Sunt cazuri când la ploi cu cantități mai mici de 3 mm, întreaga ploaie este reținută. La ploi mai mari, în primul rând, energia picăturilor este atenuată prin coronament și litieră, încât solul nu resimte impactul direct. Litiera are apoi rolul unui burete, care în funcție de grosime, reține foarte multă apă și o cedează lent pentru infiltrare în sol și pentru scurgere. Aceasta face ca pe cursurile de apă, din zonele împădurite, viiturile să nu fie bruște, dar durata lor să fie mai mare.

În perioada de iarnă, stratul de zăpadă are, sub pădure, o distribuție mai uniformă, nefiind influențat de vânt și se topește lent, procesul durând mai mult ca pe terenurile vecine neîmpădurite. Acest proces are deci un rol important în atenuarea proceselor de scurgere și în prelungirea perioadei apelor mari de primăvară.

Activitatea omului asupra proceselor de scurgere s-a desfășurat în decursul timpului direct sau indirect, cu intensități diferite, în funcție de posibilitățile tehnice ale fiecărei epoci istorice. Cea mai importantă acțiune indirectă desfășurată în timp a fost defrișarea terenurilor făcută prin incendiere sau tăiere, pentru a face loc terenurilor de cultură, pășunilor și fânețelor, sau pentru a folosi lemnul în diferite scopuri. Înlocuirea pădurilor a produs o dereglare a circuitului hidric prin accelerarea proceselor de scurgere, declanșarea mai rapidă a undelor de viitură care au o putere de eroziune și transport sporită. Defrișarea terenurilor cu roci ușor friabile a dus la o creștere a suprafețelor cu alunecări și procese de eroziune și la o sporire a volumului de aluviuni în suspensie.

Luarea în cultură a terenurilor cu pante din ce în ce mai mari a dus la o intensificare a proceselor de scurgere și de eroziune. Pe terenurile defrișate și folosite pentru pășunat, un grad mare de încărcare cu animale duce la bătătorirea solurilor, la reducerea capacității de infiltrare și la o accelerare a proceselor de scurgere pe pantă. Prelucrarea și luarea în cultură a terenurilor agricole are ca efect o reducere a proceselor de scurgere și o creștere a capacității de reținere a solurilor, paralel cu intensificarea infiltrației.

Acțiunile cu efecte directe asupra scurgerii sunt legate și de o serie de lucrări pe care omul le-a efectuat pentru redistribuirea în timp și în spațiu a resurselor de apă.

Barajele și lacurile de acumulare. Construite din beton sau anrocamente, acestea formează în spatele lor lacuri de dimensiuni

variabile care rețin o mare parte din volumul vehiculat de râuri. Prin aceasta se modifică complet regimul hidric al cursurilor de apă, fără a mai pomeni toată gama de procese de albie care aveau loc înainte în lungul râurilor sau de fenomenele topoclimatice noi care apar ca urmare a masei de apă din lac.

Din punct de vedere economic, aceste lucrări sunt necesare pentru o mai bună gospodărire a resurselor de apă. Prin lacuri de acumulare, surplusul de apă din scurgere se stochează în rezervoare și se poate folosi în perioadele calde din an sau în perioadele de secetă, când cursurile de apă au debite minime sau seacă complet. Această acțiune duce însă la o modificare substanțială a regimului de scurgere a cursurilor de apă și la o atenuare a debitelor de apă în aval de lacurile de acumulare.

Volumul lacurilor de acumulare la nivel național este de 14 miliarde m³ de apă, din care 10,8 pe râurile interioare. Cele 118 lacuri mai importante construite au diferite folosințe, dintre care remarcăm alimentarea cu apă potabilă (Golești pe Argeș, Râușor pe Râul Târgului, Pecineagu și Văcărești pe Dâmbovița, Dridu pe Ialomița, Rogojelu pe Siret); pentru atenuarea undelor de viitură și cu rol complex (Poiana Uzului pe râul Uz, Gura Râului pe Cibin, Vârșol pe Crasna, Stâncă Costești pe Prut, salba de lacuri de pe Argeș și Olt) ș. a. Dintre lacurile cu rol hidroenergetic remarcăm Lacul Vidra de pe Lotru, Fântânele și Tarnița pe Someșul Cald, Oașa pe Sebeș, Porțile de Fier de pe Dunăre, Gura Apelor pe Râul Mare și multe altele.

Aceste lucrări practic determină un alt tip de regim de scurgere ca urmare a faptului că apele în exces, în timpul viiturilor, sunt reținute și redistribuite în timp, atunci când societatea are nevoie de ele. Aceasta presupune că se modifică debitele minime care devin mai mari, iar cele maxime sunt mult atenuate. În felul acesta se redistribuie volume apreciabile din perioadele cu exces în cele deficitare. Transportul de aluviuni este, de asemenea, modificat în sensul că se reține majoritatea suspensiilor care, în timp, duc la colmatarea lacurilor, la reducerea volumului lor util și uneori (cum este cazul pe Argeș), la colmatare în proporție de 70-80%, în final devenind simple trepte în profilul longitudinal.

În spațiul lacurilor de acumulare au loc o serie de fenomene topoclimatice noi, care modifică evaporația, cantitatea de vapori de apă din atmosferă, fără a mai vorbi de stavila în circulația faunei piscicole în profil longitudinal.

Derivațiile de debite. Repartiția inegală a resurselor de apă în teritoriu obligă comunitățile umane să-și aducă apa necesară pentru

populație, industrie, agricultură din locurile unde se găsește în cantități mai mari. Pe teritoriul României este cunoscut acest sistem cu mult timp în urmă și se practica pentru a se aduce apă pe terenurile folosite pentru legumicultură din jurul marilor orașe.

Numărul, lungimea și capacitatea de transport a canalelor a variat în decursul timpului, cele mai mari fiind cele realizate în ultimele decenii. Dintre acestea, remarcăm Canalul Dridu-Mostiștea, Olt-Argeș (Drăgănești) și multe altele care brăzdează Lunca și Câmpia Dunării inferioare realizate pentru sistemele de irigație. S-au efectuat o serie de derivații și în cazul sistemelor hidroenergetice pentru a suplimenta debitele în marile lacuri hidroenergetice. Dintre acestea, remarcăm sistemele de aducțiuni care sporesc debitele în lacurile Vidra de pe Lotru, Vidraru de pe Argeș, Fântânele de pe cursul superior al Someșului și altele.

Prin realizarea acestor derivații, cu funcție preponderent agricolă la câmpie sau hidroenergetică la munte, se ajunge la modificarea substanțială a regimului de scurgere și, implicit, a proceselor de albie, a debitelor de aluviuni în suspensie, a faunei și a florei din mediu acvatic.

Indiguirile constituie singurul și cel mai eficace mijloc de a scoate de sub revărsările apelor suprafețe mari de luncă sau de a proteja o serie de obiective și locuințe, deja construite, fără a lua în considerație posibilitatea inundării la niveluri excepționale. Pe lângă rolul protector pe care-l au îndiguirile, ele au și o influență asupra regimului de scurgere în sensul că pot contribui la concentrarea scurgerii numai în perimetrul albiei de unde rezultă o creștere a nivelurilor, a vitezei de scurgere, o acțiune de eroziune și de transport sporită și o dinamică a albiei mai accentuată. Se produc apoi o serie de modificări în regimul apelor subterane și în regimul hidric al arealelor scoase de sub regimul inundațiilor.

Lungimea totală a digurilor efectuate în lungul cursurilor interioare sau de graniță era, la începutul acestui deceniu, de 15 300 km, fiind destinate să apere circa 2 000 de localități, 3 100 de obiective economice și o serie de orașe mari, printre care: Alba Iulia, Arad, Dej, Satu Mare, Slobozia, Târgu Mureș, Vaslui ș. a.

Regularizările de albie constituie un alt domeniu al intervenției omului în configurația rețelei hidrografice pentru optimizarea proceselor de scurgere care au loc în albiile de râu. Prin regularizări s-a reușit să se îmbunătățească condițiile de scurgere și, ca urmare, scade pericolul de inundare. Astfel de lucrări au fost efectuate în lungul râurilor Bega, Bârzava, Târnave, Călmățui, Bârlad ș. a. Ele

contribuie la reducerea lăţimii albiilor, la sporirea vitezei apelor şi la modificarea regimului de scurgere al acestora.

Desecarea terenurilor este încă o modalitate a intervenţiei omului în modificarea bilanţului hidric. Procesul are loc în urma construirii unei reţele de canale pentru drenarea surplusului de apă de pe o serie de terenuri care pot fi folosite pentru agricultură. Astfel de fenomene de băltire a apelor, perioade mari de timp, sunt frecvente în zona Câmpiei Române, în Câmpia de Vest şi în luncile principalelor artere ca Dunărea, Prutul, Siretul ş. a. Prin această reţea de canale se face evacuarea surplusului de apă care duce la o sporire a debitelor cursurilor de apă, dar, în acelaşi timp, se reduce volumul de apă care se evaporă sau se infiltrează în sol.

În 1988, intrau sub incidenţa acestui proces suprafeţe mari din Valea Ierului şi cea mai mare parte a Câmpiei de Vest, areale apreciabile din zona Făgăraş, de la nord de Bucureşti şi din Câmpia Română de nord-est, în special după excedentul pluviometric din perioada 1969-1973.

Irigarea terenurilor este o acţiune determinată de lipsa precipitaţiilor şi de dorinţa de a obţine recolte mai bogate în condiţii în care, în mod normal, acest lucru nu este posibil din cauza perioadelor secetoase. Ca urmare, în regiunea de câmpie s-au construit multe sisteme de irigaţie unele dintre ele cu suprafeţe mari ca Mostiştea, Ialomiţa-Călmăţui, Giurgiu-Răzmireşti, Rasova, Vederova ş. a.

Dacă avem în vedere potenţialul tehnic irigabil al României de 7 milioane ha, în 1989 erau amenajate 3,5 milioane ha, în special în Dobrogea, în Câmpia Bărăganului, Câmpia Olteniei, Podișul Moldovei, în luncile Dunării şi ale râurilor interioare. În anul 1989, existau construite canale care însumau 650 km, majoritatea aducând apa din Dunăre la nivelul câmpului prin canale magistrale.

Practicarea irigaţiilor poate determina modificări substanţiale în bilanţul hidric al teritoriilor ca urmare a surplusului de apă, un excedent pentru evapotranspiraţie şi pentru infiltraţie. În acest din urmă caz, se poate ajunge la o creştere a nivelului apelor freatice şi în cazul, persistării chiar la gleizarea solurilor. În cazul în care regimul irigaţiilor nu este bine supravegheat se poate ajunge la fenomene de salinizare secundară a solurilor care, în final, să scoată terenurile din circuitul agricol.

Factorii climatici

Au o importanţă majoră în formarea scurgerii fie prin aportul de apă din precipitaţii, fie prin pierderile cauzate de evapotranspiraţie.

Precipitațiile reprezintă cantitatea de apă căzută din nori sub formă lichidă (ploaie) sau solidă (zăpadă, grindină, măzăriche ș. a.), ori depusă de aerul umed pe sol pot fi. Cantitățile de precipitații se evaluează pe o suprafață orizontală în timpul unei zile, decade, lună, an sau pe mai mulți ani, de unde denumirea de precipitații zilnice, decadale, lunare, anuale sau multianuale, după perioada pentru care se calculează.

Pentru a avea loc condensarea vaporilor de apă trebuie să existe o mișcare ascendentă a aerului. Mecanismul ploii este acela al creșterii picăturilor în nori (unde au între 1 și 20μ), prin atracție sau coliziune în mișcarea lor dezordonată până când devin suficient de voluminoase pentru a învinge mișcarea ascendentă a aerului și a intra sub influența legilor gravitației. Existența norilor nu presupune neapărat și precipitații, dar ei sunt condiția absolut necesară pentru formarea picăturilor de ploaie. Capacitatea unui nor de a elibera o parte din apa pe care o conține este foarte limitată, fiind de 3 l/m^2 , dar în majoritatea cazurilor, norii își refac volumul în măsura în care pierd o parte din apa conținută (Vladimirescu, 1978). Viteza de cădere a picăturilor de ploaie variază între 4 și 9 m/s, în funcție de diametrul lor care poate varia de la sub 1 mm la circa 5 mm.

Tipurile de precipitații depind de caracterul de ascendență și de temperatura aerului din nor. Ascendențele puternice sub forma norilor cumulus dau picături de ploaie mari și chiar grindină, dacă vârful norului a depășit cu mult izoterma de 0°C .

Ascendențele lente, oblice nu dau decât ploi cu picături fine. Deci, abundența precipitațiilor depinde de gradul de instabilitate a aerului (Viers, 1968).

În hidrologie, interesează precipitațiile care participă direct sau indirect la scurgerea cursurilor de apă și la alimentarea apelor subterane.

Măsurarea precipitațiilor se face la stațiile meteorologice și la posturile pluviometrice. Se impune ca rețeaua de măsurare să fie cât mai densă și dotată cu aparatură cât mai sensibilă pentru a înregistra integral cantitatea de precipitații. Pentru măsurare se folosesc, de obicei, pluviometre și pluviografe. Aceste aparate se instalează în așa fel, încât suprafața lor de recepție să fie orizontală, iar amplasarea să respecte anumite cerințe, adică să nu fie prea aproape de arbori sau de construcții care ar putea influența cantitatea de precipitații recepționată.

Pluviometrul este cel mai frecvent folosit și se compune dintr-un receptor, un colector și un dispozitiv de zăpadă. Receptorul este un cilindru de tablă cu un diametru de 159,5 mm astfel, încât suprafața receptoare să fie de 200 cm^2 . În interior are o pâlnie care adună apa și o orientează spre colector, un vas cilindric cu capacitatea de 2,5 litri în care intră pâlnia receptorului (fig. 66A). Pentru măsurarea precipitațiilor este necesară o eprubetă pluviometrică, un cilindru ale cărui gradații dau înălțimea în mm sau în l/m^2 a stratului de apă raportat la suprafața receptoare. Pluviometrul este astfel instalat ca suprafața receptoare să fie la înălțimea de 1,5 m.

Precipitațiile la pluviometru se măsoară de două ori pe zi, în funcție de instrucțiunile stațiilor meteorologice, în afară de cazul când condițiile deosebite nu impun și alte ore de măsurare și golire a vasului pentru a nu se pierde din apa căzută.

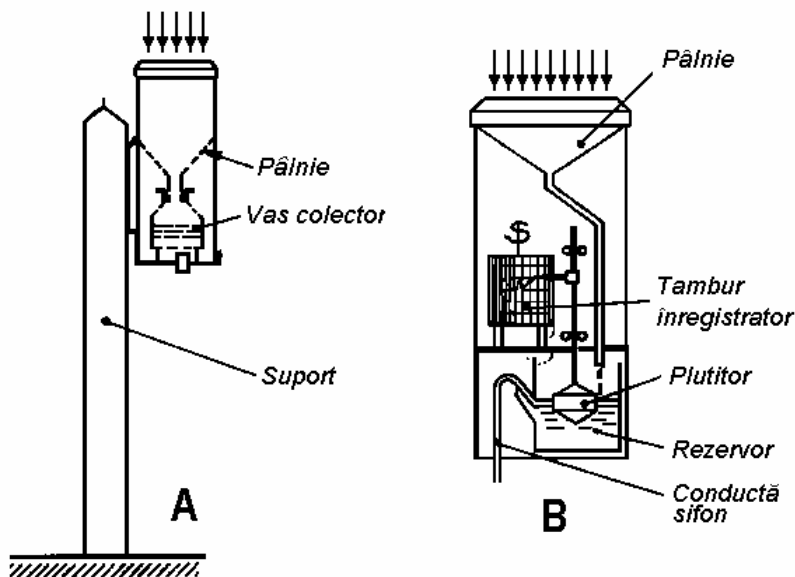


Fig. 66. - Instrumente pentru măsurarea precipitațiilor: A, pluviometru; B, pluviograf.

*Pluviograf*ul are același principiu, ca și pluviometrul, dar are o parte receptoare, una colectoare și alta înregistratoare. Partea receptoare este un vas cilindric cu suprafața de 500 cm^2 , prevăzut la

partea inferioară cu un tub de scurgere, care face legătura cu vasul colector. Acesta are un tub de sifonare și un flotor de a cărei tijă este fixată o peniță. Mecanismul de înregistrare are un ceasornic, care rotește un cilindru pe care se fixează o diagramă (fig. 66B). Penița cu cerneală înregistrează variațiile flotorului care se ridică în momentul în care, în vasul colector, se acumulează apă. Pluviografele au mecanisme de ceasornic cu schimbarea zilnică a diagramei sau cu schimbare săptămânală.

Radarul meteorologic se bazează pe principiul emiterii unor impulsuri electromagnetice și a recepționării lor, după ce au fost reflectate de un nor. În funcție de parametrii radiației reflectate, se poate estima cantitatea de apă existentă în norul respectiv.

Măsurarea cantității de apă din zăpadă căzută în perioada sezonului rece se poate realiza în stațiuni nivometrice care corespund, de regulă, cu cele pluviometrice, dar se pot realiza și expediționar.

Pentru estimarea volumului de apă conținut, se folosesc nivometre, asemănătoare pluviometrelor, dar cu pâlnie mai mare și cu ecrane pentru liniștirea vântului. Aparatul poate avea un dispozitiv de încălzire și toată zăpada colectată se topește măsurându-se conținutul de apă. Pentru estimarea volumului de apă din stratul de zăpadă, se determină grosimea acestuia cu o riglă portabilă și densitatea zăpezii cu *densimetrul de zăpadă*. Acesta este o balanță prevăzută, în loc de taler, cu un dispozitiv de agățare a unui cilindru gradat, în care se iau probele cu suprafața de 50 cm^2 (fig. 67). Pentru a măsura densitatea zăpezii, cilindrul se introduce cu gura în stratul de zăpadă, apăsând și rotindu-l ușor, până se atinge solul. Se citește pe cilindrul gradat înălțimea zăpezii, iar sub gura cilindrului se introduce o lopățică, în așa fel, încât să nu rămână zăpadă pe sol. Cilindrul se întoarce cu gura în sus, se curăță zăpada de pe pereții exteriori și se cântărește proba.

Înălțimea stratului de apă h_o se poate obține din relația:

$h_o = G/h \text{ (l/m}^2\text{)}$ sau în mm, unde:

G – este greutatea probei de zăpadă în grame;

h – înălțimea sau grosimea stratului de zăpadă, măsurată pe cilindrul balanței cu care recoltăm proba.

Precipitațiile înregistrate la un post se trec în fișa cu precipitații zilnice, pe baza cărora se determină suma precipitațiilor lunare sau anuale și se extrag valorile caracteristice, cea mai mare cantitate înregistrată la pluviometru în 24 de ore. În cazul pluviografelor, operația de obținere a valorilor zilnice este mai laborioasă, dar de pe diagrame se poate calcula atât intensitatea, cât și durata ploilor.

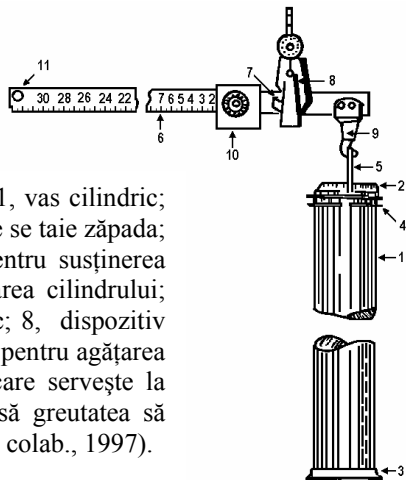


Fig. 67. – Densimetru cu cântar: 1, vas cilindric; 2, baza zimțată a cilindrului cu care se taie zăpada; 3, capacul cilindrului; 4, inelul pentru susținerea cilindrului; 5, toarta pentru agățarea cilindrului; 6, riglă gradată; 7, cuțit prismatic; 8, dispozitiv de susținere a cuțitului; 9, cârligul pentru agățarea cilindrului; 10, greutate mobilă care servește la cântărire; 11, opritorul care nu lasă greutatea să cadă de pe riglă (după Diaconu și colab., 1997).

Prin relațiile de generalizare precipitațiile de pe un areal se estimează cu ajutorul izohietelor care sunt curbele care unesc punctele cu aceeași cantitate de precipitații lunare, anuale sau multianuale.

Ploile torențiale sunt, în general, ploile care produc cantități mari de apă în perioade scurte de timp și care au intensități mari. În cazul în care ploile torențiale sunt înregistrate cu pluviografe, pe diagrama obținută se poate calcula intensitatea precipitațiilor (I) ca fiind raportul dintre înălțimea (h_p) și durata precipitațiilor (D).

$$I = h_p / D \text{ (mm/min)}$$

Regimul pluviometric al unui bazin sau al unei regiuni reprezintă variația în timpul anului a cantităților de precipitații dependente de circulația maselor de aer și de condițiile fizico-geografice.

În România, este caracteristic regimul pluviometric temperat continental, cu minimul în perioada de iarnă și maximul în perioada de vară. De altfel, analizat mai în detaliu putem deosebi la regimul pluviometric din România, un maxim pluviometric în lunile mai-iunie și, uneori, la munte, chiar în iulie și un minim pluviometric în februarie-martie, cu excepția regiunilor din partea de sud-vest, unde se înregistrează un maxim principal, în mai-iunie și unul secundar în octombrie-noiembrie și două minime, cel din februarie-martie și din august-septembrie.

Printre caracteristicile importante ale *repartiției spațiale a precipitațiilor în România* remarcăm, în primul rând, zonalitatea verticală a acestora, cu valori de circa 1 400 mm pe cele mai înalte

culmi ale Carpaților și sub 400 mm în zona litorală. La altitudini echivalente, precipitațiile înregistrează o scădere de la vest spre est, în raport cu circulația generală a maselor de aer și cu barajele orografice interpușe în calea lor. Aceasta presupune că cele mai bogate precipitații se întâlnesc pe clina vestică a Carpaților Occidentali și cele mai scăzute pe cea estică a Carpaților Orientali la altitudini echivalente. Tot ca urmare a influențelor oceanice, precipitațiile sunt mai bogate în partea de nord-vest a României, unde pe câmpie se înregistrează 550-650 mm și la deal 700 mm, în timp ce în partea de sud-est la câmpie sunt 550 mm, iar la deal 600-700 mm. Cele mai mari cantități de precipitații sunt generate de activitatea ciclonică și frontală, cum s-a întâmplat în 1969-1970, în 1972, 1975 etc.

Evaporația este un alt element important al condițiilor climatice care-și pune amprenta pe regimul de scurgere al râurilor. Prin procesul de evaporare se înțelege trecerea în atmosferă a apei, sub formă de vapori, de pe o suprafață activă (sol, vegetație, mlaștini, râuri, lacuri, mări). Se impune a deosebi, astfel, evaporarea de evapotranspirație, ultima fiind cantitatea de apă evaporată din sol, plante și animale, către atmosferă atât prin evaporare directă, cât și prin transpirație. Fiind direct legată de temperatură, evapotranspirația are o zonalitate verticală inversă cu valori mici la munte și mari la câmpie (fig. 68). Temperatura scăzută din perioada de iarnă permite stocarea unor cantități de precipitații mai mari în acest interval. În schimb, ploile moderate din perioada de vară au o contribuție minimă la scurgere din cauza evapotranspirației ridicate care antrenează pierderea unor volume importante de apă.

În studiul regimului de scurgere este deci foarte bine să se aibă în vedere deficitul de scurgere, care reprezintă procentul din cantitatea de apă căzută, dar care nu intră în râuri.

Evapotranspirația totală dintr-un bazin hidrografic are în vedere evaporarea de la suprafața maselor de apă, de la suprafața zăpezii și gheții, de la suprafața solului umezit de ploi, de pe învelișul vegetal după interceptia ploilor, din transpirația plantelor și animalelor.

Acest element, deși foarte important, este greu de evaluat prin mijloacele de măsurare de care dispunem și din aceste motive evapotranspirația se deduce din formule de calcul, având în vedere legătura ei cu factorii meteorologici.

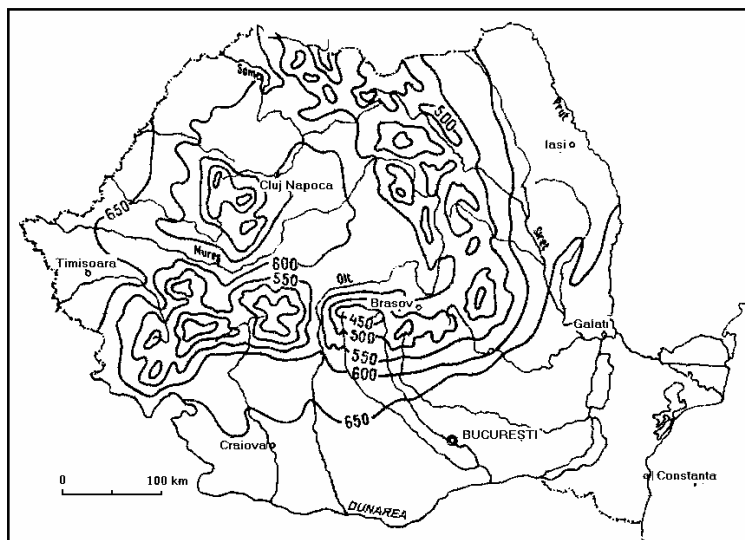


Fig. 68 - Evapotranspirația potențială (în mm) în perioada de vegetație (după Atlas România, 1974).

Măsurarea se poate efectua cu ajutorul *evaporimetrelor*, când este vorba de evaporația de la suprafața apei, sau cu *lisimetrul*, dacă se determină de pe suprafața unui sol cu un covor vegetal. Și într-un caz și în altul se folosește metoda cântăririi probei sau a monolitului de sol, când este îmbibat cu apă și apoi la intervale fixe de timp, pentru a se înregistra pierderea în greutate, care reprezintă apa evaporată.

La nivel teritorial, evapotranspirația este dependentă, în primul rând, de temperatura aerului, de cea a suprafeței active, de regimul precipitațiilor, de rezerva de apă din sol și chiar de intervenția omului în peisaj. Aceasta presupune o zonalitate verticală inversă, adică cu cât altitudinea reliefului este mai mare, cu atât evapotranspirația potențială are valori mai mici și invers (fig. 68). Deci, pe cele mai înalte culmi carpatice se întâlnesc valori de 300-400 mm, în timp ce în Câmpia de Vest în Câmpia Română și în Dobrogea valori de peste 700 mm.

În timpul anului, valorile acestui element sunt mai mici în perioada sezonului rece și mai mari în cea a sezonului cald, când se pierde mari cantități de apă prin evapotranspirația plantelor și animalelor.

Sursele de alimentare a scurgerii râurilor

Circuitul apei în natură, de la nivel local la planetar, furnizează apa necesară scurgerii râurilor. Din cei 66 000 km³ de apă care cad pe suprafața planetei sub formă lichidă și solidă, 19 000 km³ se evaporă în diferite verigi ale circuitului, rămânând 45 000 km³ pentru scurgerea de suprafață, care contribuie la alimentarea râurilor. De regulă, alimentarea râurilor este superficială și subterană, dar sunt și cazuri în care poate fi prezentă numai una dintre aceste surse în alimentarea râurilor. În perioada de vară, de exemplu, când ploile lipsesc sau sunt foarte rare, la râurile care nu seacă alimentarea este numai subterană. Sunt apoi râurile din zonele carstice, care se caracterizează prin debite aproape constante tot timpul anului și care au o alimentare preponderent subterană. Astfel de cazuri se întâlnesc la râurile de pe clina sudică a Carpaților Meridionali, în Oltenia fiind cunoscute din acest punct de vedere râurile Celei, Runcu și Jaleșul.

Deci, după originea surselor de alimentare, râurile pot avea o alimentare superficială sau de suprafață și una subterană.

Sursele de alimentare superficială

Sunt reprezentate de precipitații care la rândul lor pot fi lichide și solide. Ponderea uneia sau alteia din aceste stări de agregare a precipitațiilor depinde de poziția latitudinală și altitudinală a bazinului sau a râului analizat. Dacă avem în vedere că în *zona intertropicală* întreaga cantitate de precipitații cade sub formă lichidă, râurile vor avea alimentarea superficială numai din ploi. Principala caracteristică a alimentării pluviale constă în faptul că ea generează scurgerea imediată în rețeaua de râuri, fiind o legătură directă între intensitatea ploilor și scurgerea lichidă.

În *zonele temperate*, unde precipitațiile cad sub formă lichidă, în sezonul cald și sub formă solidă în cel rece, vom avea o participare mixtă la alimentarea râurilor, ponderea fiind legată de cantitatea de apă existentă sub o formă sau alta de agregare. La acest tip de alimentare, se remarcă faptul că precipitațiile căzute sub formă de zăpadă sunt stocate la suprafața solului perioade variabile de timp, în funcție de evoluția temperaturilor negative interval în care ele nu participă la alimentare decât foarte puțin. Această cantitate stocată la suprafața solului începe a contribui la alimentarea râurilor odată cu începerea fenomenului de topire a zăpezilor, legat de trecerea temperaturilor la valori pozitive, când se observă apariția apelor mari și a viiturilor de primăvară ca o fază distinctă a scurgerii lichide.

Pe măsura creșterii latitudinilor, spre *zonele subpolare* și *polare* se observă și o creștere a ponderi precipitațiilor sub formă de zăpadă și o reducere a ploilor, de unde și creșterea ponderii tipului de alimentare nivală sau din ghețuri.

Deci pe glob, latitudinal, vom remarca o *alimentare superficială* a râurilor de origine pluvială în zona intertropicală, apoi proporțional cu creșterea latitudinilor și a influențelor locale alimentarea pluvio-nivală, nivo-pluvială și, în final, alimentarea nivală și glaciară. Desigur că și alimentarea subterană este prezentă, în proporții diferite, în toate aceste tipuri, cu excepția zonelor polare unde există înghețul peren. Tipurile de alimentare superficială au însă o variație asemănătoare și în funcție de altitudine, care permite însă ca chiar în zona ecuatorială să găsim alimentare nivală sau nivo-pluvială pe cei mai înalți munți.

Pentru râurile din România situată în plină zonă temperată la punctul de interferență a influențelor oceanice din vest, continentale din est, polare din nord și submediteraneene din sud și sud-vest, pe fondul zonalității verticale a arcului carpatic alimentarea superficială a râurilor variază mult de la un loc la altul.

Pentru a aprecia cărui tip de alimentare superficială aparține un bazin oarecare s-a ales valoarea procentului alimentării din zăpezi, din scurgerea superficială (Z_s %). Astfel, dacă din volumul scurgerii anuale $Z_s > 50$ % atunci predomină alimentarea din zăpezi.

Dacă $Z_s < 50$ % predomină alimentarea din ploi.

Întrucât, prezența arcului Carpat în relieful României introduce zonalitatea verticală, cercetările efectuate (corelând ponderea alimentării din zăpezi cu altitudinea medie a bazinelor hidrografice) au dovedit că în zona de câmpie predomină alimentarea din zăpezi care scade procentual până în jurul altitudinii de 800 m, după care crește din nou până la peste 60 % mai sus de 2 000 m. Altitudinal putem astfel defini trei zone importante:

1) *Zona montană* cu predominarea alimentării din zăpezi ($Z_s > 50$ %) în care, coeficientul de scurgere din ploi, este cu atât mai mic, cu cât altitudinea este mai mare.

2) *Zona de deal și de podiș* cu predominarea alimentării din ploi ($Z_s < 50$ %) care începe de la altitudinea de 1 200-1 400 m în jos.

3) *Zona de câmpie* cu predominarea alimentării din zăpezi în care ($Z_s > 50$ %) și ajunge la peste 60 % în sudul Câmpiei Române.

Interesant în acest din urmă caz este faptul că cea mai mare parte a precipitațiilor (80 - 88 %) cad sub formă de ploi, dar fiind în sezonul cald, cu vegetație, cu terenuri arate și cultivate care au o mare

capacitate de absorbție, acestea nu contribuie la formarea scurgerii. În schimb zăpada, deși mai puțină, este stocată la suprafața solului și în perioada de topire apare un excedent de apă care alimentează scurgerea într-o măsură mai mare. În alte cazuri, invaziile de aer cald pe versanți vestici ai Munților Apuseni și Banatului, pot provoca topiri ale zăpezilor chiar în perioada de iarnă și în felul acesta să contribuie la alimentarea râurilor din zăpezi și chiar la formarea viiturilor.

După procentul cu care participă zăpezile la scurgerea anuală a râurilor, în România se întâlnesc următoarele tipuri de alimentare superficială (Ujvari, 1959):

1) Tipul nival (nivo-glaciar) cu	$Z_s > 80 \% \quad (Z)$
2) Tipul nival moderat	$Z_s \ 60 - 80 \% \ (Zp)$
3) Tipul nivo-pluvial	$Z_s \ 50 - 60 \% \ (zp)$
4) Tipul pluvio-nival	$Z_s \ 40 - 50 \% \ (pz)$
5) Tipul pluvial moderat	$Z_s \ 20 - 40 \% \ (Pz)$
6) Tipul pluvial	$Z_s < 20 \% \quad (P)$

Sursele de alimentare subterană

Rolul acestor surse de alimentare, reprezentate de apele freatice și uneori chiar și de cele de adâncime, este foarte important în special în perioada de vară când evapotranspirația este mare iar ploile lipsesc și iarna când, deși este apă la suprafața solului, aceasta este stocată sub formă de zăpadă, în alimentarea râurilor fiind prezentă numai alimentarea subterană. În cazul în care și resursele de ape subterane sunt epuizate, pe râuri se înregistrează fenomenul de secare.

Desigur că ponderea alimentării subterane este și ea în funcție de adâncimea la care se găsesc apele freatice (dacă râul a interceptat pânza de apă freatică), de permeabilitatea depozitelor și de cantitatea de precipitații. În raport cu aceste condiții se observă o zonalitate verticală a ponderii pe care o are alimentarea subterană. Astfel, dacă la câmpie procentul alimentării subterane nu reprezintă decât între 5 și 15% din volumul scurgerii anuale, în zona de deal urcă la 20 – 25% iar în arealul carpatic este frecvent între 25 - 30% și chiar peste 40 % (fig.69).

Nu pot fi incluse în această zonalitate arealele calcaroase din Munții Apuseni (Zona Padiș), Carpații Meridionali și sudul Dobrogei în care alimentarea subterană are valori mari.

După procentul pe care-l realizează alimentarea subterană ($S\%$) din volumul anual al scurgerii putem deosebi :

- bazine sau râuri cu alimentare subterană slabă $< 15\%$;
- bazine sau râuri cu alimentare subterană moderată $15 - 35\%$;

- bazine sau râuri cu alimentare subterană bogată 35 - 50%;
- bazine sau râuri cu alimentare subterană foarte bogată 50 - 80%;
- bazine sau râuri cu alimentare subterană excesivă > 80 %.

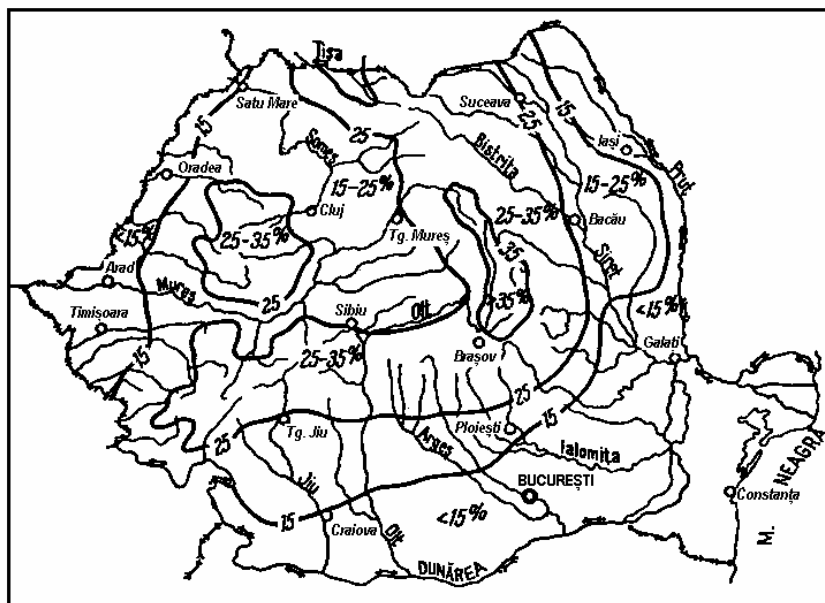


Fig. 69 – Procentajul alimentării subterane a râurilor din România
(după Ujvari, 1972)

Se impune a remarca faptul că între scurgerea râurilor și apele freatice din zona limitrofă (lunci) există o strânsă legătură care depinde foarte mult de fazele regimului hidrologic. Astfel, la ape mici, când râul nu este alimentat de scurgerea superficială, numai scurgerea subterană îl alimentează. În acest caz, există o descărcare a apelor freatice de la luncă spre râu. În schimb, în perioada topirii zăpezilor sau a ploilor, când nivelul apei din râu este mai ridicat ca cel al apelor freatice se realizează și o încărcare a orizontului freatic. Acest proces de încărcare și descărcare a freaticului este legic, intensitatea lui fiind strâns legată de natura depozitelor și de gradul lor de permeabilitate.

Determinarea ponderii surselor de alimentare

Estimarea ponderii pe care o are fiecare sursă de alimentare în stabilirea regimului de scurgere al unui râu se poate realiza folosind *metoda secționării hidrografului* caracteristic al debitelor zilnice.

Pentru aceasta se face reprezentarea debitelor medii zilnice, după care se analizează variația acestuia în raport cu precipitațiile lichide și solide căzute în decursul unui an. La o mai bună precizare pot contribui și temperaturile medii zilnice în special în perioada sezonului rece. Luând pe hidrograf valorile minime din perioada de iarnă și de vară se separă scurgerea subterană de cea superficială (fig. 70A).

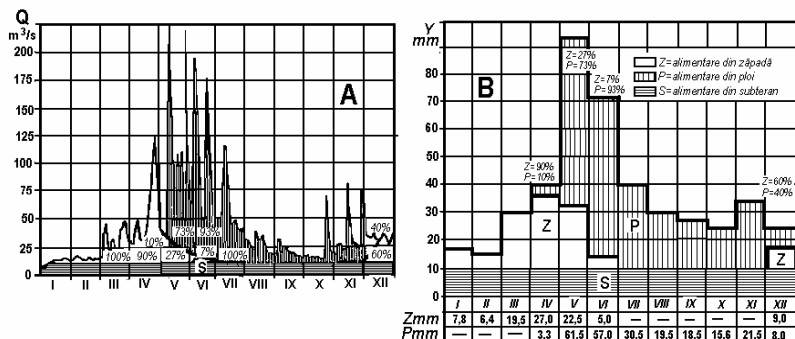


Fig. 70 - Separarea surselor de alimentare pe hidrograful debitelor medii zilnice (A) și diagrama scurgerii medii lunare cu separarea surselor de alimentare (B) (după Ujvari, 1959)

Apoi pe hidrograful debitelor, se separă creșterile de debite provocate de topirea stratului de zăpadă de cele provenite din ploi. Se obține astfel, pe hidrograful caracteristic un domeniu al alimentării subterane prezent tot anul, (la râurile care nu seacă), unul al alimentării superficiale din zăpezi, în perioada rece a anului și evident din ploi în perioada caldă a anului. Având volumele de apă realizate din fiecare sursă de alimentare se poate stabili ponderea fiecărui tip de alimentare și în funcție de aceasta se va încadra râul respectiv într-un tip de alimentare, specific fiecărui caz în parte.

Transformând cantitățile lunare, ale fiecărui tip de alimentare, în strat de apă scurs (mm), se poate construi o histogramă a scurgerii medii lunare, care să evidențieze ponderea fiecărei surse în procente sau mm (fig. 70B). Folosind analiza hidrografelor caracteristice Ujvari (1959) a găsit pentru teritoriul României patru tipuri de alimentare,

toate având o alimentare subterană moderată ($S=10-35\%$), fiind diferențiate numai de scurgerea superficială. Cercetările au fost apoi continuate și aprofundate ajungându-se și la o precizare a arealelor specifice fiecărui tip.

I. *Tipul nival-moderat (Zp-s)* cu alimentare subterană moderată este specific râurilor din zona carpatică înaltă, la altitudini mai mari de 1 800 – 2 000m la care alimentarea nivală are cea mai mare pondere. Areele specifice se întâlnesc în zonele înalte din Retezat, Făgăraș și Rodnei ($Z_s > 60\% s = 10 - 35 \%$)

II. *Tipul nivo-pluvial, (zp-s)*, dar tot cu alimentare subterană moderată ($Z_s = 40 - 60 \%$; $S = 10 - 35 \%$) apare în zona munților înalți, imediat sub primul tip, în munții Retezat, Lotrului, Făgăraș, Bucegi, Căliman și Rodnei la altitudini cuprinse între 1 400 și 1 800 m. Același tip de alimentare este însă specific și zonelor joase din Câmpia de Vest și din Câmpia Română (fig. 71).

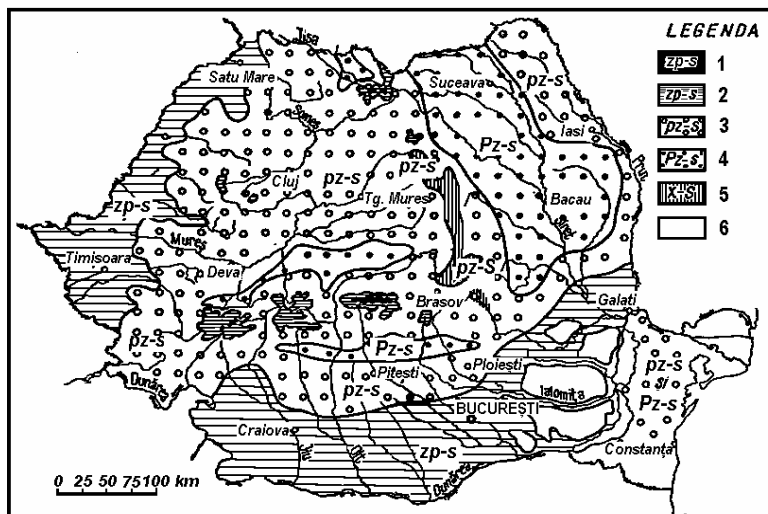


Fig. 71. Schema răspândirii tipurilor de alimentare a râurilor din România. 1, tipul nival moderat, alimentare subterană moderată (a.s.m.), $Z_s > 60\%$, $S=10-35\%$; 2, tipul nivo-pluvial, a.s.m. $Z_s=40-60\%$, $S=10-35\%$; 3, tipul pluvio-nival, a.s.m. $Z_s=40-50\%$, $S=10-35\%$; 4, tipul pluvial moderat, a.s.m., $Z_s=30-40\%$, $S=10-35\%$; 5, X=tipul alimentării superficiale, $S=35-50\%$, alimentare subterană bogată, 6, zone nestudiate. Z=zăpadă; P=ploi; S=subteran; $Z_s=\%$ -ul alimentării din scurgerea superficială (după Ujvari, 1972)

III. *Tipul pluvio-nival (pz-s)*, cu alimentare subterană moderată ($Z_s = 40 - 50\%$; $S = 10 - 35\%$), ocupă cea mai mare parte a spațiului montan, de podiș și de deal la altitudini cuprinse între 400 și 1 600 m. Spațiul mare ocupat de acest tip de alimentare, face ca cele mai multe râuri importante ca Mureșul, Someșul, Oltul să-i aparțină.

IV. *Tipul pluvial moderat (Pz-s)* cu $Z_s=30-40\%$ ocupă regiunea submontană sudică a Carpaților Meridionali, bazinele inferioare ale Streiului, Sebeșului, râurile din Depresiunea Sibiu-Săliște, din Podișul Hârtibaciului și din bazinul inferior al Vișeuului. În bazinul Siretului, ocupă Podișul Sucevei și pe cel al Moldovei, bazinele mijlocii și inferioare ale Bistriței și Trotușului. Acest tip de alimentare este o parte a consecinței fenomenului de „umbră de precipitații” și a existenței ploilor de mare intensitate vara (Ujvari, 1959).

Un tip aparte se remarcă în depresiunile interne din bazinul Mureșului superior (Gheorgheni) și al Oltului (Ciucurilor și Brașovului), unde procentul scurgerii subterane are valori care urcă între 35-50%

Caracteristicile generale ale scurgerii râurilor din România

Fiind un produs al climei temperat-continentale, scurgerea râurilor din România, în condițiile fizico-geografice specifice spațiului carpato-danubian, are în primul rând o variație în timp determinată de evoluția factorilor climatici și una spațială dependentă de altitudine și de condițiile fizico-geografice locale.

Variația anotimpuală a scurgerii este determinată de caracteristicile elementelor climatice, de intensitatea și frecvența lor. În funcție de acestea, în regimul de scurgere al râurilor putem individualiza:

Iarna (I), când o mare cantitate de precipitații, căzute sub formă de zăpadă, rămân stocate la suprafața solului un timp mai îndelungat la munte și mai scurt la câmpie. Temperaturile negative ale aerului, conservă stratul de zăpadă, provoacă înghețul râurilor, scoțând astfel din circuit volume apreciabile de apă. Ca urmare, se produc *apele mici de iarnă* și scurgerea medie specifică are valori mici. În acest interval, scurgerea subterană are cea mai mare pondere în alimentarea cursurilor de apă (fig.72).

În cazul invaziei maselor de aer cald, oceanic sau submediteraneean, temperaturile cresc, se produce o topire bruscă a zăpezilor și atunci întreaga cantitate de apă care staționa sub formă de zăpadă se scurge provocând *viiturile de iarnă*, cu o frecvență mai mare în partea de vest și de sud-vest a țării.

La formarea volumului anual al scurgerii, iarna are o contribuție diferită, în funcție de altitudine și de expunerea versanților față de direcția dominantă a maselor de aer. De exemplu, pentru bazinele din regiunea de câmpie și de deal, în timpul iernii se formează 20 - 30% din volumul anual al scurgerii. Pentru bazinele din zona Munților Apuseni în acest anotimp se acumulează între 15 și 30 %, în timp ce pentru Carpații Orientali și Meridionali nu se ajunge decât la 10 - 15% ca urmare a accentuării gradului de continentalism.

Primăvara (P), paralel cu trecerea temperaturilor la valori pozitive, începe eliberarea treptată a cantităților de ape stocate sub formă de zăpadă și de gheață. Acest proces se reflectă în regimul scurgerii prin existența unei perioade cu *ape mari de primăvară*, care și ea are o extensiune diferențiată altitudinal. Primăvara este însă un anotimp umed care prin ploile de lungă durată și cu intensități mici, favorizează procesul de topire a zăpezilor, alimentarea râurilor fiind combinată, nivo-pluvială sau pluvio-nivală. În cazul în care procesul de topire a zăpezilor, se suprapune cu ploile de primăvară are loc procesul de formare a *viiturilor de primăvară*. Combinarea celor două procese face ca în acest anotimp să se realizeze pentru toate râurile din România cel mai mare volum al scurgerii (40 - 50 %).

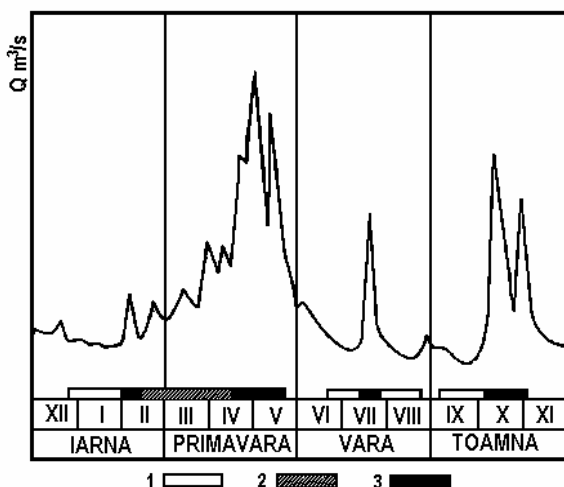


Fig. 72- Hidrograful schematic al fazelor caracteristice ale scurgerii lichide: 1, ape mici; 2, ape mari, 3, viituri

Vara (V) este anotimpul în care precipitațiile sunt mai reduse și, ca urmare, se produce o epuizare a rezervelor de ape subterane. În schimb, datorită temperaturilor mari există o evapotranspirație ridicată. Toate aceste condiții favorizează apariția *apelor mici de vară* când scurgerea are valori foarte mici sau poate dispărea complet și apare fenomenul de secare a râurilor.

În acest anotimp pot să apară *viituri de vară* ca urmare a ploilor torențiale, ploi cu o intensitate foarte mare, dar de scurtă durată (fig. 72). În timpul lor, cantitatea mare de apă căzută depășește repede capacitatea de infiltrație și cea mai mare parte se scurge spre rețeaua de albie, generând viituri puternice cu o mare putere de eroziune și transport. Aceste viituri pot duce la importante pagube materiale cum au fost cele din 1970, 1975, la nivelul țării, sau în 1991 pe râurile din Subcarpații Moldovei.

În perioada de vară se realizează între 15 - 20% din scurgerea anuală pe râurile din zona de deal și de câmpie, valoarea crescând la 30% pentru râurile din regiunea de munte (Geografia României I, 1983).

Toamna (T), deși temperaturile și evapotranspirația încep să scadă și cresc puțin precipitațiile, acestea sunt de mică intensitate și de durată mare ajutând, în primul rând, la refacerea rezervelor de ape subterane. Ca urmare, se menține în prima parte a anotimpului, o perioadă a *apelor mici de toamnă*. Sunt însă posibile în funcție de intensitatea și volumul ploilor și *viiturile de toamnă*, cum au fost cele din octombrie 1972 din partea de sud a României, dar care nu sunt obligatorii în fiecare an.

Ponderea perioadei de toamnă, la realizarea volumului anual al scurgerii este, pentru regiunile de deal și de câmpie, de circa 5%, iar pentru cele de munte de circa 15 %.

Apare deci evident că pe râurile României, viiturile pot apare în orice anotimp al anului, dar cu cea mai mare frecvență în perioada de primăvară și de vară.

În funcție de ponderea cu care participă fiecare anotimp la realizarea volumului anual al scurgerii se poate face o ierarhizare a acestora.

În regiunile de câmpie și de deal pentru bazine care au altitudini medii sub 800 m cea mai mare pondere la formarea volumului anual al scurgerii o are primăvara, după care urmează iarna, vara și toamna (*PIVT*).

Pentru bazinele cu altitudini mai mari de 800 m din Munții Apuseni, din Subcarpații Transilvaniei, din jumătatea estică a Podișului Târnavelor, din depresiunile Brașov, Făgăraș, Sibiu,

Petroșani, din Subcarpații Getici și din partea de vest a Podișului Central Moldovenesc, după primăvară, urmează ca pondere vara și apoi iarna și toamna (*PVIT*).

În zonele înalte, la peste 1 200 m în Carpații Meridionali, Orientali și din partea vestică a Podișului Moldovei, după scurgerea de primăvară urmează ca pondere cea de vară, de toamnă, iarna trecând pe ultimul loc (*PVTI*).

Altitudinea are, de asemenea, un rol important în diferențierea spațială a scurgerii, ca urmare a faptului că ea determină zonalitatea verticală a elementelor climatice și a factorilor fizico-geografici care generează scurgerea. În raport cu altitudinea, relieful României are o distribuție echilibrată. Astfel, regiunile de câmpie, cu altitudini sub 200 m, cu o energie de relief și pante foarte mici, nu favorizează scurgerea apelor, mai ales în condițiile solurilor prelucrate care ocupă 33% din suprafața țării. În aceste areale se observă o reducere a scurgerii medii specifice de la 2 - 3 l/s km² în Câmpia Vestică la sub 1 l/s km² în Câmpia Română.

Regiunile de deal și podiș cuprinse între 200 și 800 m, cu condiții favorabile scurgerii apei, ocupă 37 % din suprafața României. În acest caz există de asemenea, o scădere a scurgerii apelor de la vest spre est, de la 22 - 24 l/s km² la 800 m pe culmile vestice ale Carpaților Occidentali, la 4 - 5 l/s km² în Carpații Orientali și în Subcarpații Moldovei la altitudini echivalente (tabelul 5).

Regiunea de munte cu condiții favorabile scurgerii, care are și cea mai mare pondere la formarea resurselor de apă ale României ocupă circa 30% din suprafața țării.

Poziția Carpaților, în centrul țării, care barează calea maselor de aer, este hotărâtoare în dimensionarea precipitațiilor și deci și a scurgerii.

Tabelul 5

Scurgerea medie specifică (l/s.km²), pentru bazine cu poziții geografice diferite, situate la altitudini diferite (după Geografia României I, 1983).

Poziția bazinelor hidrografice	Altitudinea medie a bazinului					
	1 200	1 000	800	600	400	200
La vest de culmile Carpaților Occidentali	---	36-38	22-24	12-15	5-8	2-3
La sud de culmile Carpaților Meridionali	20-22	14-16	9-12	5-8	3-5	1-3
În Carpații Orientali, Subcarpații și Podișul Moldovei	---	5-7	4-5	2-3	1-2	<1

În acest sens, un profil de la vest către est este edificator. Masele de aer oceanic, care vin din vest încărcate cu umezeală se lovesc de pantele vestice ale Carpaților Occidentali și are loc o primă și bogată descărcare. Pe clina estică a Carpaților Occidentali avem însă un spațiu în care precipitațiile sunt mai reduse. Avem de-a face cu o umbră de precipitații cum constată hidrologul clujan de renume I. Ujvari. În continuare, masele de aer întâlnesc, în drumul lor spre est, Carpații Răsăriteni și descarcă o cantitate mai mică de precipitații. În schimb, masele care reușesc să treacă și peste acest baraj vor da pe clina estică a munților efecte puternice de foehn cu precipitații reduse.

Caracterul torențial al scurgerii apei pentru râurile din România este un alt element esențial care reflectă particularitățile climatice și, în special, caracterul torențial al ploilor din sezonul cald al anului. La realizarea caracterului torențial al scurgerii, un rol important revine energiei și gradului de fragmentare a reliefului, dar și factorului antropic care, printr-o serie de acțiuni, a dus la o accentuare a torențialității. În acest sens se impune a menționa despăduririle masive, practicate în secolul al XIX-lea și la începutul secolului al XX-lea, uneori pe terenuri cu roci ușor friabile, fapt care a dus la o accelerare a proceselor de eroziune și la o creștere a gradului de torențialitate.

Regimul torențial al scurgerii se remarcă prin faptul că hidrograful nivelurilor, sau al debitelor râurilor, urmărește îndeaproape diagrama ploilor. Ca urmare, viiturile se produc brusc, au amplitudini mari de debite și de niveluri, o forță sporită de eroziune și transport, care antrenează și debite mari de aluviuni în suspensie.

Variațiile azonale ale scurgerii râurilor sunt imprimate de prezența regiunilor calcaroase, sau a celor cu izvoare termale și minerale care modifică scurgerea, cantitativ și calitativ (termic și hidrochimic). Rocile, prin gradul lor de permeabilitate, acționează diferit asupra alimentării subterane, determinând fie secări de lungă durată, fie o scurgere bogată în perioada în care există secetă meteorologică. Desigur că aceste situații sunt analizate de la caz la caz, atât pentru modificările cantitative, cât și calitative, ale unor elemente de regim hidric.

Scurgerea medie

Prin scurgere se înțelege partea precipitațiilor care se orientează la suprafața solului, către un curs de apă și atunci avem scurgere de suprafață sau superficială, sau se infiltrează prin orizonturile de sol și roci și atunci avem scurgere subterană. Această cantitate de apă se evaluează prin debitele de apă (în l/s sau în m³/s), măsurate la posturile

hidrometrice sau în orice secțiune de scurgere. În rețeaua națională se determină folosind nivelurile zilnice, măsurătorile de debit și cheile limnimetrice, care exprimă legătura dintre niveluri și debitele de apă.

Scurgerea medie este cel mai general indicator al bogăției resurselor de apă din râuri, oferind informații asupra potențialului acestora dintr-un bazin hidrografic sau dintr-un spațiu geografic dat. Ea este deosebit de utilă în toate lucrările hidrotehnice care se realizează și în dimensionarea lucrărilor de gospodărire a resurselor de apă.

Ca parametru hidrologic se calculează prin media aritmetică a debitelor medii anuale, pe întreaga perioadă de observații și în acest caz se numește *debit mediu multianual* sau debit modul (Q_0). Se poate calcula și pentru perioade mai mici de timp (zi, lună, an). Pentru a se obține valori medii cât mai apropiate de valoarea medie multianuală este recomandabil, ca șirul de valori să fie obținut pentru o perioadă de minim 30 de ani. În cazul în care din motive obiective, perioada de observație este mai mică se poate determina valoarea medie pe perioadă. Intervalul optim pentru a obține o valoare medie corectă depinde de variabilitatea sau uniformitatea șirului de date. Pentru Dunăre de exemplu, care nu are un ecart foarte mare de variație, sunt necesari mai puțini ani în comparație cu râul Olt și la acesta mai puțini în comparație cu râul Olteț. Deci cu cât suprafața bazinului este mai mare cu atât se realizează o ponderare mai mare a valorilor extreme și deci sunt necesare mai puține valori medii anuale pentru a se obține cea mai probabilă valoare medie multianuală.

Scurgerea medie specifică (q) reprezintă cantitatea de apă scursă într-o secundă de pe unitatea de suprafață și se exprimă în l/s km² sau în mm strat. Scurgerea medie specifică poate fi analizată pe intervale caracteristice de timp: zi, lună, anotimp, sezon, an sau pe o perioadă multianuală. În afara scurgerii medii specifice se mai folosește și *scurgerea maximă specifică* (q_{max} l/s.km²) când se estimează pentru o perioadă de ape mari, o viitură, un an sau o perioadă multianuală și *scurgerea minimă specifică* a apei (q_{min} l/s.km²) care de regulă se referă la perioada unui an, sau la una multianuală.

Pentru calcularea scurgerii medii specifice se raportează debitul mediu multianual Q_m (m³/s) transformat în l/s la suprafața bazinului S_b (km²) și rezultatul se multiplică cu 1 000.

$$q = (Q_m \cdot 10^3) / S_b$$

Înălțimea stratului scurs reprezintă grosimea stratului de apă în mm, uniform distribuit pe întregul bazin hidrografic, realizat într-un interval de timp dat. Pentru aprecierea mărimii se impune a cunoaște

debitul mediu multianual (Q_m m/s), suprafața bazinului (S_b km²) și timpul (T) estimat prin numărul de secunde dintr-un an (31 556 926).

$$h = (Q_m 10^3 T) / (S_b \cdot 10^6) = (Q_m 10^3 31\ 556\ 926) / (S_b 10^6)$$

$h = q\ 31,556$ sau $q = h/31,556$ și calculele se pot mult simplifica.

Cunoscută fiind legătura directă pe care o are scurgerea medie specifică cu altitudinea, acest parametru poate fi folosit la relațiile de generalizare teritorială.

Pentru realizarea hărții cu scurgerea medie specifică se stabilește în primul rând, legătura directă cu altitudinea medie a bazinelor hidrografice. Pentru România sunt astfel puse în evidență 8 (opt) curbe de legătură fiecare corespunzând unui anumit areal de valabilitate. Folosind harta curbelor de nivel, arealele de valabilitate pentru fiecare curbă se pot marca cu izolinii valorile scurgerii medii specifice. Analiza curbelor de legătură dintre scurgerea medie specifică și altitudine scoate în evidență faptul că cei mai mari gradienti verticali ai scurgerii de 5 - 6 l/s.km² la 100 m se întâlnesc pe versanții vestici ai Munților Apuseni la altitudini cuprinse între 600 și 1 000 m (fig. 73). Urmărind variația acestor gradienti spre est, se constată că în partea de nord a Carpaților Orientali la altitudini echivalente, valorile lor se reduc la jumătate pentru versanții vestici și sunt de 4 - 5 ori mai mici în partea de est în comparație cu cea de vest. Dacă la 400 m în Dealurile Banatului și Crișanei scurgerea medie specifică este de 7 l/s km², în Podișul Central Moldovenesc, la aceeași altitudine valoarea este de numai 1,8 l/s. km².

Din analiza acestei hărți cu scurgerea medie specifică, se poate remarca faptul că cele mai mici valori (sub 1 l/s. km²) se întâlnesc în Dobrogea și în Câmpia Română. Valori de 3 - 5 l/s. km³ sunt specifice arealelor de deal și de podiș, pentru ca cele mai ridicate (de 30 - 40 l/s.km²) să se întâlnească pe cele mai înalte culmi din arealul carpatic.

Coeficientul de scurgere (η) este raportul dintre lama de apă (Y mm) scursă la suprafața terenului și înălțimea medie a precipitațiilor căzute pe aceeași suprafață într-o anumită perioadă de timp (X mm).

$$\eta = Y/X \quad \text{sau} \quad Y = \eta X \quad \text{sau} \quad X = Y/\eta$$

$$\eta = (Q_m 10^3 T) / (S_b 10^6 X)$$

Cantitatea apei scurse fiind întotdeauna mai mică decât lama de apă căzută, acest coeficient va fi întotdeauna subunitar. El se poate calcula la valori medii multianuale, la valori anuale, sezoniere, lunare sau numai pentru o ploaie.

În cazul în care se cunoaște coeficientul de scurgere (η), precipitațiile căzute (X) și timpul (T), se poate calcula și debitul de apă scurs în timpul unei averse (Q_i).

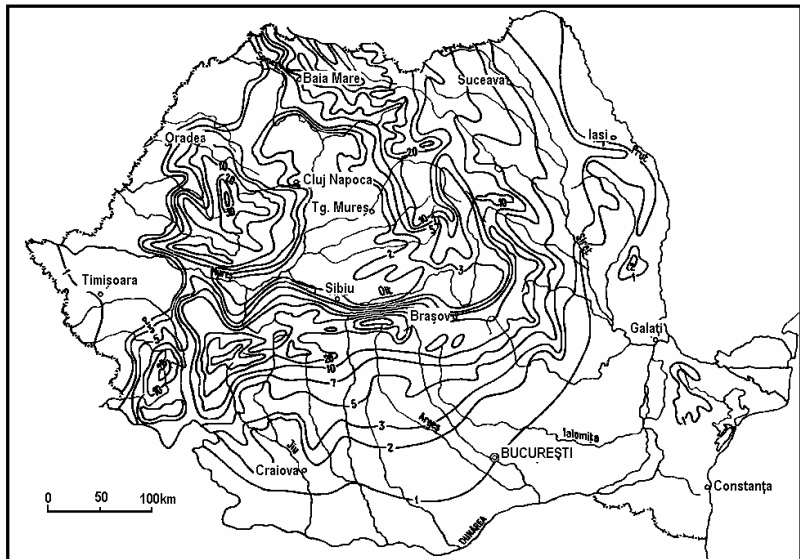


Fig. 73. Harta scurgerii medii lichide (q l/s km²)
(după Atlas România, 1974)

$$Q_i = (\eta S_b X) / T$$

Pentru teritoriul României, se constată că acest coeficient are o foarte bună zonalitate verticală având cele mai mici valori în zona de câmpie și în Dobrogea ($< 0,005$) și cele mai mari pe cele mai înalte vârfuri din Carpați, unde coeficientul de scurgere are valori foarte apropiate de unitate $> 0,9$ (fig.74). Faptul este pe deplin explicabil, dacă avem în vedere că în aceste areale predomină roca la zi, pătura de sol și covorul vegetal sunt doar sporadice așa că precipitațiile căzute se scurg aproape integral. Pentru întregul teritoriu al României, media coeficientului de scurgere este de 0,18 ceea ce reprezintă 4,57 l/s.km² sau 144 mm, corespunzător debitului de 1 085 m³/s (Geografia României, I, 1983).

Dacă facem o analiză a ponderii principalelor unități de relief la realizarea volumului anual al scurgerii, constatăm că zona montană reprezintă 21% din suprafață și contribuie cu 66% la realizarea volumului anual al scurgerii. Arealul dealurilor și al piemonturilor ocupă 31% din suprafață, dar ca scurgere nu contribuie decât cu 24%. În schimb, zona de câmpie și de podişuri joase, care ocupă 48% din suprafață nu asigură decât 10% din volumul anual (tabelul 6).

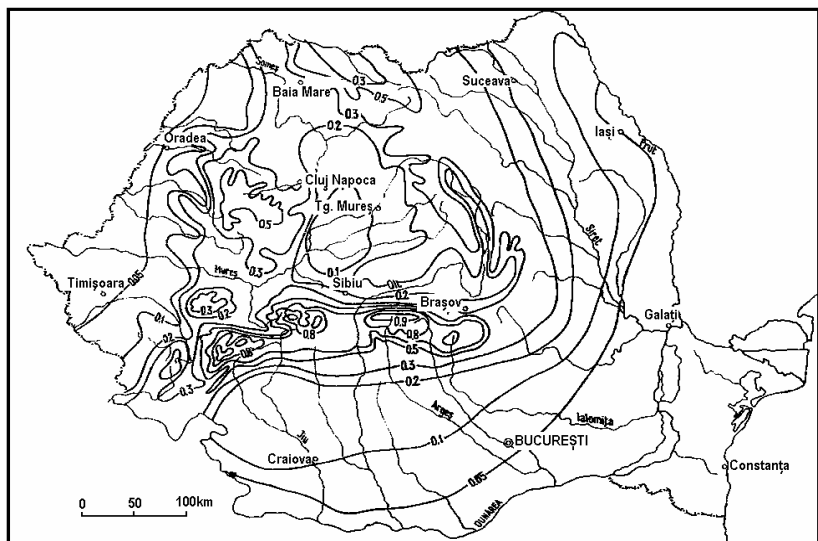


Fig. 74. Harta coeficientului de scurgere (după Aneta Păduraru, V, Păduraru, 1968)

Tabelul 6.

Repartiția scurgerii medii specifice pe trepte de relief.
(după Geografia României, I, 1983)

Regiunea	% din teritoriul țării	Scurgerea medie Specifică în: (l/skm ²) mm/an		Volum mediu anual (mil.m ³)	% din volumul mediu anual
Munți înalți	5%	>20	>630	9,8	28%
Munți	16%	7–20	220–630	13,3	38%
Dealuri și Piemonturi	31%	2–7	63–220	8,4	24%
Câmpii și podișuri joase	48%	< 2	< 63	3,5	10%
Total	100%			35,0	100%

Variația scurgerii anuale. Este cunoscut faptul că un debit mediu multianual este media pe o perioadă mai mare de timp în care valorile

individuale oscilează în jurul mediei. Ele pot scoate în evidență atât perioadele mai ploioase, cât și pe cele secetoase. Pentru o caracterizare mai detaliată a scurgerii de la an la an se folosesc o serie de coeficienți moduli care constau din raportarea debitelor anuale caracteristice (mediu anual, maxim anual și minim anual) la debitul mediu multianual.

Coeficientul modul maxim (K_M) reprezintă raportul dintre debitul mediu anual, cu cea mai mare valoare pe perioada de observații ($Q_{an\ max}$) și debitul mediu multianual (Q_m).

$$K_M = Q_{an\ max} / Q_m$$

Coeficientul modul minim (K_m) este raportul dintre debitul mediu anual cu cea mai mică valoare din perioada de observații ($Q_{an\ min}$) și debitul mediu multianual (Q_m).

$$K_m = Q_{an\ min} / Q_m$$

În același fel se poate determina și un coeficient modul (K), ca raport al celor doi coeficienți moduli maxim și minim, în care caz, valorile obținute vor fi și mai mari, rezultate din însumarea celor doi coeficienți determinați anterior.

$$K = K_M / K_m = (Q_{an\ max} / Q_m) / (Q_{an\ min} / Q_m) = Q_{an\ max} / Q_{an\ min}$$

De exemplu, coeficientul modul maxim (K_M) crește de la munte spre deal și câmpie și scade proporțional cu creșterea suprafeței bazinelor ca efect al rolului regularizator pe care-l are suprafața bazinului asupra scurgerii lichide. În schimb, coeficientul modul minim (K_m) are tendință de creștere cu altitudinea și cu suprafața bazinelor.

Pentru studii și mai detaliate asupra scurgerii râurilor la nivelul valorilor medii zilnice, pe lângă analiza valorilor caracteristice lunare, se mai pot folosi și o serie de coeficienți moduli zilnici. Urmând același raționament, ca și în cazul valorilor medii anuale vom avea :

-*Coeficientul modul zilnic maxim (K_{ZM})* ca raport între debitul mediu zilnic maxim anual (Q_{ZM}) și debitul mediu anual (Q)

$$K_{ZM} = Q_{ZM} / Q$$

-*Coeficientul modul zilnic minim (K_{Zm})* ca raport între cel mai mic debit mediu zilnic din an (Q_{Zm}) și debitul mediu anual (Q).

$$K_{Zm} = Q_{Zm} / Q$$

-*Coeficientul modul zilnic (K_Z)* rezultat din raportul primilor doi.

$$K_Z = K_{ZM} / K_{Zm} = (Q_{ZM} / Q) / (Q_{Zm} / Q) = Q_{ZM} / Q_{Zm}$$

Analizați spațial coeficientul modul zilnic maxim (K_{ZM}) are cele mai mici valori în masivele Retezat și Făgăraș din Carpații Meridionali. Valorile cuprinse între 2 și 7 se întâlnesc la râurile de pe versanții vestici

și estici ai Carpaților Orientali și de pe versanții sudici ai Carpaților Meridionali. Pentru râurile existente sub influența climatului submediteraneean din munții Apuseni și din Banat valorile oscilează între 7 și 15, iar pentru cele din regiunile de deal și de Podiș între 7 și 20.

Valori cuprinse între 20 și 40 se întâlnesc la râurile la care diferențele dintre valorile extreme sunt și mai mari cum se observă la râurile din Câmpia Tisei, din Transilvania, din Câmpia Română, Câmpia Moldovei și Dobrogea. Valori de peste 40 ale acestui coeficient se întâlnesc ca urmare a creșterii regimului torențial și a influenței unor factori locali din Câmpia Transilvaniei și Câmpia Moldovei.

Coeficientul modul zilnic minim (K_{Zm}) are valori cuprinse între 0,001 și 0,01 în Câmpia de Vest, în Câmpia Dunării, a Transilvaniei, Moldovei și în Podișul Bârladului. Valorile cresc între 0,01 și 0,1 pentru zonele de deal și de podiș și ajung la 0,1 - 0,2 pentru zona montană.

Scurgerea maximă

Ca fază a regimului hidrologic, scurgerea maximă, reprezentată în general prin viituri, se poate produce în orice perioadă a anului dar cu intensități, cauze și repartiții spațiale diferite. Ea poate apare în timpul iernii, ca urmare a invaziei maselor de aer submediteraneean, în partea de sud-vest și de vest a României și în toate celelalte anotimpuri datorită ploilor torențiale. În perioada de primăvară scurgerea maximă poate apare pe fondul apelor mari de primăvară, rezultată din topirea zăpezilor suprapusă cu ploile din acest anotimp. Se impune aici a preciza că scurgerea maximă nu este similară cu perioada apelor mari care se caracterizează prin volume mai mari de apă ca urmare a procesului de topire lentă a zăpezilor, suprapus cu ploile de lungă durată, dar cu intensitate mică. Această fază de regim nu are creșteri bruște de debite și se întinde pe intervale mai mari de timp, care pot depăși chiar două luni.

Scurgerea maximă este cea mai importantă fază de regim, prin ponderea efectelor distructive ale apelor și prin caracteristicile de care este absolut necesar să se țină seama în proiectarea, execuția și exploatarea construcțiilor hidrotehnice (Geografia României, I, 1983). Din această fază de regim cele mai spectaculoase ca evoluție, efecte și volume de apă vehiculate sunt *viiturile*. Acestea sunt creșteri bruște și de scurtă durată a nivelurilor și implicit a debitelor râurilor, în general deasupra valorilor obișnuite. Geneza scurgerii maxime sau a viiturilor este legată direct de condițiile climatice și pot apare ca urmare a

scurgerii superficiale din ploi, din topirea bruscă a zăpezilor, din suprapunerea celor două fenomene, sau ca urmare a unor accidente la construcțiile hidrotehnice.

Ploile, în special cele torențiale, constau din căderea unor cantități mari de precipitații într-un timp foarte scurt, astfel încât capacitatea de infiltrare a solului este repede depășită și aproape întreaga masă de apă căzută se scurge repede spre rețeaua de văi generând viituri, în timpul cărora se depășește capacitatea de transport a albiilor minore și apele se revărsă în albiile majore. Sunt cunoscute în România inundațiile produse de astfel de ploi în anul 1970 pe majoritatea râurilor mari, în 1972 și 1975 cu precădere în partea de sud a țării, în 1991 pe râurile din Subcarpații Moldovei etc.

Topirea zăpezilor este un factor important al genezei scurgerii maxime mai ales în zona climatului temperat și rece. Fenomenul se poate produce într-un ritm accelerat ca urmare a invaziilor de aer cald și apare frecvent în lunile februarie-martie, mai întâi în Câmpia Tisei, în sud-vestul și sudul țării. În zonele de deal și în Moldova în luna martie, iar la munte în lunile aprilie-mai.

Topirea zăpezilor suprapusă cu căderea precipitațiilor se produce, de regulă, în perioada de primăvară-vară. Acest fenomen a fost caracteristic pentru inundațiile și viiturile catastrofale produse, în luna mai 1970, pe râurile din Transilvania, pe Olt, Siret și Dunăre. În acest caz, în primele patru luni ale anului 1970 au căzut precipitații abundente care au saturat solul, iar în zona de munte au generat un strat de zăpadă de grosimi apreciabile. În primele 12 zile din luna mai au căzut în bazinele Mureș și Someș în jur de 100 mm precipitații. Apoi, între 12 și 14 mai, au mai căzut încă pe atâtea și pe alocuri chiar mai mult. Ploile au găsit în partea joasă a bazinelor solul saturat în proporție de 80 %, iar la munte au topit stratul de zăpadă și s-au format viituri puternice în toate bazinele de pe fațada vestică a Carpaților. Undele de viitură formate în bazinele hidrografice au provocat mari pagube materiale.

Viiturile pot apare și ca urmare a ruperii unor baraje care nu rezistă la presiunea masei de apă în urma unor alunecări, sau alte accidente.

Dintre toate accidentele produse pe plan mondial, 69 % au apărut la barajele din pământ și anrocamente și 31 % la alte tipuri de baraje. În multe cazuri, principala cauză o constituie neomogenitatea materialelor din umplutură în care se poate produce sufoziune fizică, eroziune regresivă, tasări sau pot apare viituri înainte de terminarea barajului. O astfel de catastrofă s-a produs în anul 1959 în timpul construcției barajului Oros din Brazilia, construit din pământ și

anrocamente cu un nucleu de argilă cu o înălțime de 54 m. Evacuatorul de ape în surplus de la acest baraj era planificat la cota de 200m, dar în momentul producerii viiturii construcția nu ajunsese decât la 189 m. Nivelul lacului a crescut foarte repede ca urmare a unei viituri puternice deși barajul avea prevăzut un evacuator de 400 m³/s. Creșterea nivelului în lac a făcut ca apele să deverseze pe deasupra pe o lungime de 620m, cu un debit de 9 600 m³/s. Forța apei a produs o ruptură în corpul barajului de 200 m și într-un timp scurt au fost evacuați cei 900 000 m³ de materiale din corpul barajului. Din fericire, populația din lungul văii fusese avertizată și evacuată, dar au rămas cheltuielile construcției care nu aveau cum să fie recuperate.

Uneori, astfel de viituri pot apare și ca urmare a unor accidente produse deliberat. Astfel, barajul Dneproghes de pe Nipru construit în 1932 a fost distrus de armata sovietică în cel de al doilea război mondial ca să nu poată fi folosită energia electrică de armatele germane. Barajul era înalt de 62 m și lung de 800m, cu 47 stăvile pentru a evacua 23 500 m³/s. Lacul conținea 3 miliarde m³ de apă și se întindea pe 161 km. Accidentul a fost provocat în septembrie 1941, introducându-se în galeria superioară 32 de camioane cu câte 3 tone de dinamită fiecare. Explozia a produs o breșă de 200 m lungime și 20 înălțime unda de viitură având un debit de 35 000 m³/s. Armatele germane au refăcut barajul, dar la retragere n-au mai avut timp să-l distrugă.

După forma hidrografului și după condițiile de formare deosebim viituri simple și compuse.

Viiturile simple au hidrograful cu un singur vârf având foarte bine evidențiate perioadele de creștere (T_{cr}) și de descreștere (T_{sc}) (fig. 75). Hidrograful unei astfel de viituri are foarte clar individualizate aceste două faze ale scurgerii, timpul total al viiturii (T_{tot}) rezultând din însumarea celor două.

$$T_{tot} = T_{cr} + T_{sc}$$

Pe baza hidrografului se poate calcula și volumul total al viiturii (W_t), cunoscând scara de variație a debitelor și a timpului. Pentru aceasta se face reprezentarea grafică a viiturii pe o hârtie milimetrică, se planimetrează suprafața delimitată de hidrograful viiturii și numărul de cm² obținuți și se multiplică cu produsul scărilor. Se poate, de asemenea, determina volumul total ca fiind suma volumelor, pentru perioada de creștere (W_{cr}) și de scădere (W_{sc}) a viiturii.

$$W_{tot} = W_{cr} + W_{sc}$$

Stratul mediu scurs (h_v) se calculează ca raport între volumul total al viiturii (W_{tot}) și suprafața bazinului (S_b).

$$h_v = W_{tot} / S_b$$

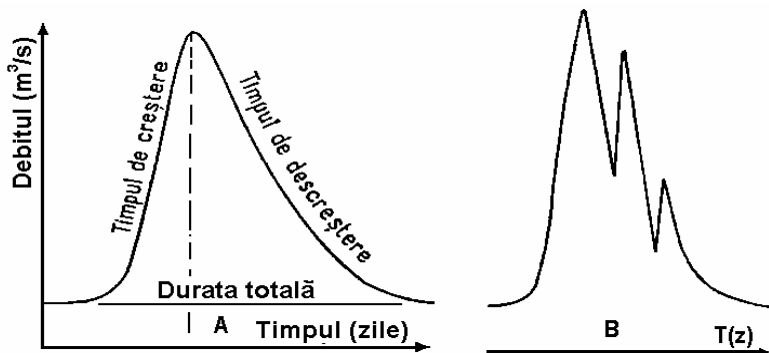


Fig. 75. Hidrograful unei viituri simple (A) și al unei viituri compuse (B).

Coeficientul de formă a viiturii se obține din forma hidrografului și poate fi definit ca fiind raportul dintre suprafața totală a hidrografului și suprafața dreptunghiului în care se înscrie viitura. Este normal că valorile acestui coeficient vor fi întotdeauna subunitare.

Coeficientul de scurgere al viiturii (C) este un alt parametru important care rezultă din raportul dintre grosimea stratului de apă scurs (h_v) și a precipitațiilor căzute (h_p)

$$C = h_v / h_p$$

Scurgerea maximă specifică q_{max} (l/s km²) se obține prin raportul dintre valoarea debitului maxim al viiturii înregistrat (Q_{Mv}) (l/s) și suprafața bazinului de recepție (S_b).

$$q_{max} = Q_{Mv} / S_b$$

Din analiza datelor existente se poate remarca faptul că cele mai mari valori ale scurgerii maxime specifice, apar în Carpații Meridionali, unde la 2 km² s-au înregistrat 16 000-20 000 l/s km². În bazinul Vișeuului la 5 km² s-au determinat 16 000-18 000 l/s km², iar pentru râul Iris din Podișul Dobrogei la un bazin de 10,5 km² s-a înregistrat o scurgere maximă specifică de 16 000 l/s. km² (Mustață, 1973). La suprafețe de bazin de 100 – 200 km² se înregistrează 3 000 – 4 000 l/s km², iar în regiunea de câmpie, la suprafețe de 1 000 km² scurgerea maximă specifică este și mai mică (100-200 l/s. km²).

Dacă analizăm din acest punct de vedere câteva râuri din România vom remarca, de exemplu, că pentru râul Someș la Satu Mare la un debit de 3 342 m³/s și o suprafață de bazin de 15 000 km² a rezultat o scurgere maximă specifică de 223 l/s.km². Pentru Olt la Stoenеști, care în 1975 a avut 2 220 m³/s la o suprafață bazinală de 22 683 km², s-a

calculat o scurgere maximă specifică de 98 l/s. km^2 . Pentru râul Dunărea care în 1970 avea la Ceatalul Chiliei $15\,500 \text{ m}^3/\text{s}$ la o suprafață bazinală de $800\,000 \text{ km}^2$ avea o scurgere medie specifică de numai $19,4 \text{ l/s.km}^2$. De aici rezultă o scădere a scurgerii medii specifice proporțional cu creșterea suprafeței bazinului ca rezultat al rolului de ponderare și de atenuare a debitelor maxime, de către aceasta.

Timpul de propagare în albie este un alt parametru important al unei unde de viitură, prevederea lui fiind de o foarte mare importanță pentru prognoza creșterii nivelurilor și a măsurilor care se impun a fi luate în aval. Atenuarea undelor de viitură se datorește faptului că albia majoră contribuie la creșterea substanțială a secțiunii de scurgere și la înmagazinarea temporară a unui volum de apă, din perioada de vârf a viiturii, pentru a-l ceda în perioada de scădere a nivelurilor. Este, în acest sens, caracteristică atenuarea care s-a remarcat pe râul Ialomița, la viitura din luna iulie 1975, când la Coșereni, debitul maxim înregistrat, a fost de $1\,440 \text{ m}^3/\text{s}$, în timp ce la Slobozia debitul maxim nu înregistra decât $590 \text{ m}^3/\text{s}$, tocmai ca urmare a fenomenului de atenuare în lunca râului.

Viiturile simple sunt specifice ploilor torențiale cum au fost cele din octombrie 1972 și iulie 1975 în partea de sud a României. Ele apar întotdeauna în cazul cedării unor baraje create de om sau formate natural din alunecări, avalanșe, sau zăpoare.

Astfel de viituri pot proveni și din topirea bruscă a zăpezilor, în special în zona climatului temperat și rece. În România, fenomenul este caracteristic pentru partea vestică și sud-vestică în intervalul februarie-martie în zonele deluroase, în Moldova în luna martie și în lunile aprilie-mai la munte. Fenomenul poate apare, de asemenea ca urmare a apariției zăpoarelor, în special când ruperea ghețurilor de pe un râu începe din cursul superior spre cel inferior. Ingrămădirea sloiurilor duce la bararea cursului de apă și la formarea în spatele acestora a unor lacuri care provoacă ridicarea nivelului cu mai mulți metri.

Pe Dunăre, cea mai spectaculoasă creștere de acest gen s-a produs în anul 1838, când în urma blocării ghețurilor în zona orașului Budapesta, nivelurile au crescut cu 2 m și au fost distruse 4 254 de case, cam 53,6 % din fondul de locuințe din vremea aceea.

Viiturile compuse sunt provocate de ploi succesive, de topirea zăpezilor sau din suprapunerea celor două procese și au hidrograf cu mai multe vârfuri, datorită faptului că a doua viitură a apărut înainte de a se termina prima, în timp ce nivelurile acesteia se găseau în descreștere. Ele se întâlnesc, în general, la râuri mari, cu mai mulți afluenți principali s-au care trec prin mai multe unități de relief sau

prin regiuni climatice diferite. În România, astfel de viituri apar în perioada apelor mari și a viiturilor de primăvară.

Inundațiile. Prin inundație înțelegem acoperirea temporară cu apă, a unei suprafețe de teren, ca urmare a creșterii nivelurilor unui râu, unui lac sau a altei mase de apă. Ele sunt faze normale ale regimului hidrologic al cursurilor de apă în timpul cărora debitele depășesc capacitatea de evacuare a albiei și, ca urmare, masa de apă se revarsă în albia majoră.

În România, inundațiile din mai 1970 au fost favorizate de ploile care au căzut înainte și declanșate de cele căzute în intervalul 12-14 mai 1970. Ca urmare, s-au produs viituri și inundații pe marea majoritate a râurilor mari din Transilvania, în unele cazuri situația fiind dramatică. La Sighișoara, de exemplu, apele au ajuns la nivelul primului etaj, la Mediaș cota de inundație a fost depășită cu 350 cm. La nivelul întregii țări, inundațiile din anul 1970 au afectat un total de 83 localități și parțial 1 528, au fost, de asemenea, afectate 395 de unități de producție, 13 070 case fiind distruse total. Au fost inundate 1 112 000 ha, din care 699 170 erau însămânțate. În afara inundațiilor fluviale, acest proces poate avea loc și ca urmare a ruperii digurilor marine, a ruperii unor baraje ș.a.

Scurgerea minimă

Scurgerea minimă poate fi definită ca cea mai mică cantitate de apă care trece prin secțiunea de scurgere a unui râu într-o perioadă de timp dată. Putem astfel vorbi de o scurgere minimă lunară, anotimpuală, anuală sau multianuală. Scurgerea minimă este o caracteristică de bază a regimului hidrologic al râurilor, în funcție de parametrii ei putându-se elabora strategia de folosire a apei râurilor în regim natural, neamenajat.

În literatura franceză, această caracteristică a scurgerii este cunoscută ca *etiaj* definit ca cel mai coborât nivel din cursul unui an și corespunde cu faza apelor mici din hidrograful de scurgere. La nivelul unui an avem, în funcție de arealul analizat, o perioadă a apelor mici de vară (VII-VIII), ca urmare a evapotranspirației puternice, a lipsei precipitațiilor și a alimentării preponderent din apele subterane sau a apelor mici de iarnă (XII-I) ca urmare a reținerii precipitațiilor sub formă de zăpadă și de gheață. În ambele cazuri, scurgerea fluvială în aceste perioade este asigurată numai din aportul subteran în albiile râurilor.

Un rol important în dimensionarea scurgerii minime revine și formațiunilor geologice, în care sunt adâncite albiile de râu. În cazul existenței unor formațiuni ușor permeabile, în care nivelul piezometric este mult sub nivelul fundului albiei, alimentarea subterană nu poate contribui la scurgerea minimă și, ca atare, se întâlnește *fenomenul de secare* a râurilor. Acest fenomen, care apare frecvent pe multe râuri din zonele piemontane și deluroase, constă din întreruperea scurgerii în albie fie prin epuizarea debitului, fie prin trecerea la o scurgere subaluvionară. Cel mai frecvent, acest proces apare în arealul Piemontului Getic, Platforma Cotmeana și în Podișul Moldovei, unde bazine care au suprafețe de 400 - 800 km² pot înregistra perioade de secare în timpul verii. În Câmpia Română, chiar bazine cu suprafața de 1 000 - 1 500 km², cum este Sărata, seacă frecvent. În Câmpia Vestică, seacă râuri care au bazine cu suprafețe până la 300 km², iar în bazinul Transilvaniei până la 150 - 200 km².

Pe lângă caracteristicile formațiunilor geologice în care sunt sculptate albiile, un rol important pentru scurgerea minimă revine regimului pluviometric și caracterului precipitațiilor, deoarece perioade îndelungate de secetă conduc și la existența unor debite minime sau la fenomene de secare.

Pentru caracterizarea scurgerii minime, se pot folosi coeficienții moduli minimi, ca raport între cel mai mic debit înregistrat într-o perioadă dată și debitul mediu anual sau multianual.

Pentru etiaj, care presupune existența apei în albie, se apreciază un coeficient modul minim cuprins între 0,0 și 0,5 sau o scurgere medie specifică mai mică de 1 l/s. km².

În cazul în care cursurile de apă nu seacă, perioada apelor mici sau a etiajelor se reflectă și în dinamica regimului hidrologic. Astfel, vitezele de scurgere și întreaga dinamică a proceselor de albie suferă modificări. Dacă râul Mississippi, de exemplu, are la ape medii viteza de 1,1 m/s, la etiaj aceasta scade la 0,5 m/s.

Etiajul sau apele mici sunt neînsemnate, în cazul cursurilor de apă cu un regim de scurgere foarte uniform, cum sunt canalele sau râurile la care suprafața bazinului are un rol mare de ponderare a scurgerii. Fenomenul este frecvent și în cazul regiunilor calcaroase, cum se observă în cazul râului Celei la Orlea, sau Jaleș la Runcu, care au bazine în regiunile carstice sau în cazul râurilor care trec prin mari lacuri naturale cum este Niagara, Nilul la ieșirea din Lacul Victoria, sau Angara la ieșirea din Baikal.

La nivel planetar, râurile cu etiaje atenuate sunt cele care au alimentare glaciară, nivală, precum și cele din zona intertropicală,

unde debitele minime specifice sunt mai mari, după cum se observă la râul Zair ($5,5 \text{ l/s. km}^2$) sau la Amazon la Obidos (8 l/s. km^2). Etiaje reduse se întâlnesc și la râurile cu alimentare preponderent pluvială, cu rezerve subterane modeste, cum se observă pentru râurile din arealul mediteranean și temperat continental.

Pentru fenomenul de secare, cele mai caracteristice sunt arealele aride și semiaride, cu ponderi diferite la nivelul continentelor. La nivel planetar, 36% din zona tropicală și temperată aparține regiunilor aride și semiaride unde cantitățile de precipitații și așa prea mici, sunt inegal distribuite în timpul anului.

În România, scurgerea minimă, ca rezultat a condițiilor climatice, se produce atât în perioada de vară – toamnă, cât și iarna. Ea apare în sezonul cald (IV – XI), dar mai frecvent din iulie până în septembrie, când temperaturile medii zilnice ajung la $30 - 35^\circ\text{C}$, iar evapotranspirația este mare. Cantitățile mici de precipitații, sau absența lor perioade variabile de timp, fac ca alimentarea râurilor să se realizeze numai din rezervele subterane sau când acestea lipsesc să se înregistreze fenomenul de secare.

În perioada rece a anului (XII – III), scurgerea minimă apare când temperaturile medii zilnice sunt sensibil sub 0°C și, ca urmare, precipitațiile căzute sub formă solidă sunt stocate la suprafața solului, iar din volumul de apă scurs, o parte este imobilizată prin înghețare, alimentarea efectuându-se și, în acest caz, tot din descărcarea rezervelor subterane. Desigur că, în afara condițiilor climatice, care reprezintă factorul principal, scurgerea minimă mai poate fi influențată și de rocă, relief, grad de acoperire cu vegetație și chiar de activitatea omului.

Pentru a aprecia care dintre cele două minime este mai accentuată, se poate calcula un raport între media debitelor minime de iarnă, sau de vară și debitul mediu anual.

În raport cu altitudinea se constată că pentru bazinele cu altitudinea medie sub $600 - 700 \text{ m}$, debitele minime de vară sunt mai mici decât cele de iarnă, în timp ce pentru bazinele cu altitudinea medie mai mare de 700 m debitele de vară sunt mai mari decât cele de iarnă. Și în cazul scurgerii minime se observă diferențieri cantitative, în funcție de orientarea versanților. Dacă în grupa nordică a Carpaților Orientali, pentru bazinele de pe versanții cu expoziție sudică și estică, la altitudinea de 800 m , scurgerea minimă este de $2 - 3 \text{ l/s. km}^2$, pentru cei cu expoziție nordică crește la $4 - 5 \text{ l/s. km}^2$, iar pentru cei vestici la peste 5 l/s. km^2 . În funcție de complexul factorilor fizico-geografici, se observă variații și în cadrul zonelor montane. Dacă la $1\,000 \text{ m}$ altitudine în Carpații Orientali, scurgerea medie specifică de vară este

de circa 6 l/s.km², în Munții Apuseni este de 7 l/s. km², iar în Carpații Meridionali ajunge la 9 l/s. km². În raport cu condițiile climatice și cu ansamblul factorilor fizico-geografici, pe teritoriul României întâlnim, după caracterul scurgerii, trei tipuri de artere hidrografice:

Râuri cu scurgere permanentă, specifice regiunilor montane care au apă tot timpul anului și unde până la suprafețe bazinale mai mari de 20 – 50 km² nu se observă fenomenul secării.

Râuri cu scurgere semipermanentă sunt considerate acelea la care fenomenul de secare poate apare odată la 2 – 3 ani sau mai mulți. Sunt specifice regiunilor subcarpatice și de podiș, un rol important revenind mărimii bazinelor hidrografice care determină și lungimea perioadei de secare. Dacă, de exemplu, pentru bazinele cu suprafețe mai mici de 100 km² perioada de secare poate ajunge la 30 de zile, la bazine mai mari poate scădea la 5 – 10 zile. Acest tip de artere este frecvent întâlnit în Podișul Transilvaniei, în câmpia și dealurile Banato-Crișene, în Podișul Moldovei, în zona Subcarpatică și în partea centrală și de est a Câmpiei Române.

Râurile cu scurgere temporară sunt cele care seacă în fiecare an pe perioade diferite, având apă numai în perioada de topire a zăpezilor sau în timpul ploilor. Ele sunt frecvente în Podișul Bârladului, în nord-vestul Câmpiei Moldovei, în Podișul Getic, în Câmpia Română dintre Desnățui și Vede, în Câmpia Crișurilor (Ujvari, 1959). În anii excesiv de secetoși, fenomenul de secare apare la bazine cu suprafețe relativ mari, cum este râul Bașeu (945 km²), Sărata (1 354 km²), Vede (2 500 km²) și Bârlad (4 000 km²). În sezonul cald (IV – XI), cei mai secetoși ani au fost 1950, 1951, 1952, 1961 și 1963, iar în sezonul rece, cele mai scăzute debite medii minime lunare s-au înregistrat în 1952, 1954, caracteristici pentru întregul teritoriu al României și 1964.

Media scurgerilor medii lunare minime, calculată pentru un șir de ani, la un număr suficient de mare de posturi hidrometrice, corelată cu altitudinea medie a bazinelor hidrografice, scoate în evidență o bună zonalitate verticală. Din analiza legăturilor existente între debitul lunar minim (VI – VIII) și altitudinea medie, se remarcă faptul că cele mai scăzute valori ale scurgerii minime s-au înregistrat în bazinele superioare ale Mureșului și Oltului (5 l/s. km²) și pentru bazinele din partea de sud, sud-est și est a României.

Cea mai bogată scurgere medie lunară minimă este caracteristică pentru bazinele Vișeu, Iza și Tur, ca și pentru cele de pe clina nordică a Făgărașilor (20 l/s km²). *Harta scurgerii medii minime lunare* (VI-VIII) arată că cele mai mari valori de peste 20 l/s. km² se înregistrează pe cele mai înalte culmi carpatice, după care valorile

scad repede la 1 l/s. km^2 în zona Subcarpatică și sub $0,5 \text{ l/s. km}^2$ în toată Câmpia Română, Dobrogea, Câmpia și Podișul Moldovei. Scăderea scurgerii medii lunare minime de la vest spre est apare evidentă, dacă avem în vedere că la $1\,000 \text{ m}$ altitudine, bazinele din vest au $7 - 10 \text{ l/s. km}^2$, iar cele din est doar 5 l/s. km^2 (fig. 76). Aceeași scădere se remarcă și în cazul scurgerii medii lunare minime, pentru sezonul rece (XII–III) fiind de $11 - 12 \text{ l/s. km}^2$ pe versanții vestici ai Munților Apuseni și numai de 2 l/s. km^2 în Podișul Moldovei.

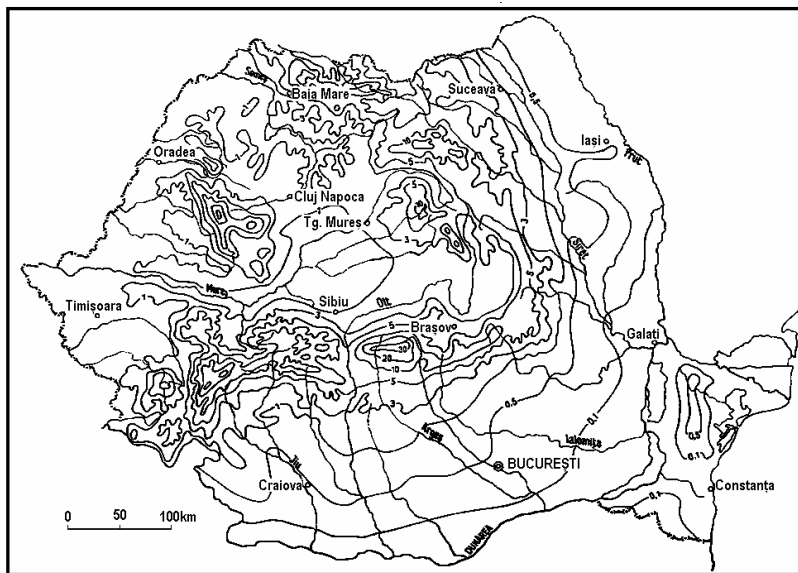


Fig.76. - Scurgerea medie minimă lunară (l/s.km^2) în perioada VI-VIII (după Aneta Păduraru și colab., 1973).

Pentru activitatea de gospodărire a apelor, se folosește noțiunea de *debit mediu lunar minim anual* cu asigurarea de 95%, fiind cunoscut și ca *debit de diluție*. Și acest parametru are cele mai mari valori ($5 - 8 \text{ l/s. km}^2$) în arealul carpatic și cele mai mici (sub $0,1 \text{ l/s. km}^2$) în Câmpia Română, Podișul Dobrogei și al Moldovei).

Tipurile de regim

Sintetizarea caracteristicilor legate de apele mari, viituri, ape mici, de repartitia scurgerii în timpul anului și de sursele de alimentare, permite o serie, precizări asupra tipurilor de regim. La individualizarea acestora se are în vedere, de asemenea, zonalitatea verticală a factorilor fizico-geografici, ca și influența principalelor tipuri de circulație atmosferică. S-au identificat, astfel, *trei tipuri majore de regim hidric*, cel carpatic, pericarpatic și ponto-danubian, cu mai multe diferențieri regionale.

Tipurile de regim carpatic se caracterizează prin zonalitatea verticală a elementelor de regim hidric. Creșterea altitudinii face ca durata perioadei cu ape mici de iarnă să se mărească o dată cu scăderea frecvenței viiturilor de iarnă. Durata apelor mari nivo-pluviale de primăvară crește o dată cu întârzierea sfârșitului perioadei de topire a zăpezilor. La altitudini de peste 1 200–1 400 m, apele mari de primăvară se continuă cu cele pluvio-nivale de vară, care durează 3–4 luni.

În funcție de poziția versanților, față de circulația atmosferică și de altitudine în cadrul acestui tip de regim I., Ujvari deosebește:

Subtipul carpatic vestic (CV) este evident în grupa nordică a munților vulcanici, pe versanții vestici ai Munților Apuseni și ai Banatului. Se caracterizează printr-un început timpuriu al apelor mari de primăvară care durează 1 –2 luni (III–IV). Urmează apoi viiturile de la începutul verii și seceta de vară, cu apele mici corespunzătoare. Viiturile de toamnă au o frecvență de 30–45%, iar invaziile de aer cald din perioada de iarnă pot genera viituri catastrofale nivopluviale. La peste 1 000 m, scurgerea minimă se produce iarna, iar mai jos vara și toamna.

Subtipul carpatic transilvan (CT) este specific râurilor care-și au izvoarele la altitudini mai mici de 1 600–1 800 m pe versanții vestici ai Carpaților Orientali, în estul Munților Apuseni și în partea de nord a Carpaților Meridionali. Se aseamănă cu tipul carpatic vestic, cu deosebirea că în perioada de iarnă domină apele mici. Viiturile nivopluviale de iarnă au o frecvență de numai 10 – 20%, iar tipul de alimentare este pluvionival și subteran moderat. Excepție fac depresiunile Ciucurilor și Brașovului, unde alimentarea subterană depășește 35% din volumul anual al scurgerii.

Subtipul carpatic estic (CE) se remarcă prin ape mari de primăvară–vară, cu alimentare pluvială moderată. Viiturile din august au o frecvență de 30–40%. Apele mici au o durată lungă în perioada rece a anului, când se produc și cele mai mici debite de apă.

Subtipul carpatic de la Curbură (CC) este specific pentru spațiul dintre Trotuș și Teleajen. Se aseamănă cu cel transilvan, numai că viiturile din august au o frecvență și o pondere mai mare. Efectele föhnale fac ca regimul din perioada de iarnă să devină relativ instabil, viiturile putând ajunge la o frecvență de 35 – 40% (fig. 77).

Subtipul carpatic meridional (CM) este specific pentru râurile de pe clina sudică a Carpaților dintre Teleajen și Culoarul Timiș–Cerna. Existența subtipului de regim alpin inferior la peste 1 600 m, generează o alimentare nivală foarte bogată pentru toate râurile din areal, cu predominarea apelor mari de primăvară-vară. La altitudini mari viiturile de toamnă lipsesc, dar la altitudini mijlocii ajung la o frecvență de 25 – 30%, unde tipul de alimentare devine pluvio-nival și chiar nival moderat, la contactul cu piemontul. Este bine conturată faza apelor mici de vară-toamnă, deși cele mai mici debite se înregistrează în perioada de iarnă.

Tipurile de regim pericarpatic sunt specifice arealului din partea de est și de sud a arcului carpat, dealurilor subcarpatice (parțial), arealelor piemontane, de podiș și de câmpie. Efectele zonalității verticale sunt mai puțin evidente, dar se manifestă mai clar efectele compartimentării climatice introduse de arcu carpat, fiind evidente influențele provinciilor climatice central și est-europene. În cadrul acestui tip, deosebim:

Subtipul pericarpatic vestic (PcV) evident în partea de vest a Carpaților Occidentali, în Dealurile și în Câmpia Banato-Crișană și în sudul Olteniei. Principala caracteristică constă într-o instabilitate accentuată a regimului de iarnă cu viituri nivopluviale, care pot avea o frecvență de 60-70%. Din acest motiv, iarna contribuie cu 35-40% la formarea scurgerii anuale și chiar la apariția excesului de apă în sol. Apele mari de primăvară au o frecvență de 60% la sfârșitul lunii februarie, după care apar apele scăzute de primăvară care se termină la apariția viiturilor din lunile mai – iunie. În continuare se instalează apele mici de vară-toamnă, cu o nouă apariție de viituri la începutul perioadei reci (noiembrie-decembrie), cu o frecvență de 50-60%. Alimentarea râurilor din acest subtip este pluvionivală și nivopluvială, deci de tip mixt.

Subtipul pericarpatic sudic (PcS) seamănă cu cel pericarpatic vestic, dar se remarcă o reducere a scurgerii de iarnă și o creștere a celei de primăvară și de vară, ca urmare a accentuării gradului de continentalism al climei.

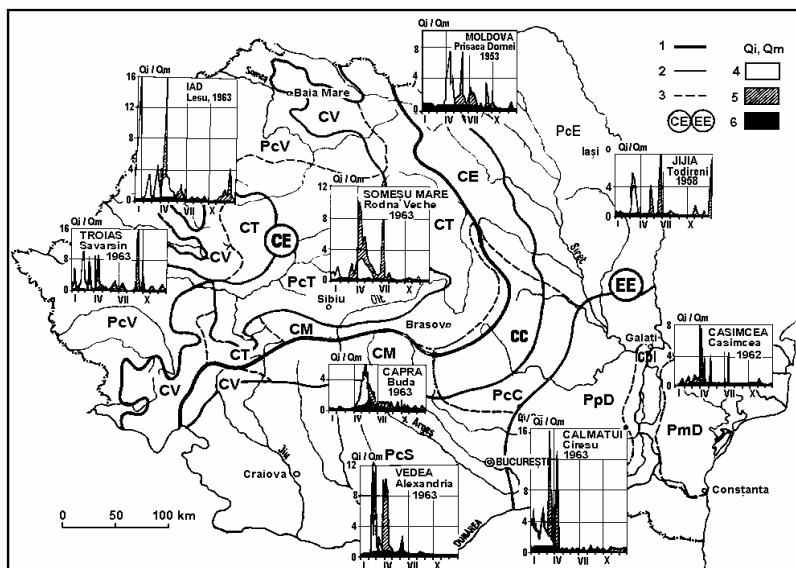


Fig. 77. - Tipurile de regim al râurilor. 1, Limită de provincie climatică (CE, central-european; EE, est-european); 2, limită de tip de regim; 3, limită de subtip; 4, alimentare nivală; 5, alimentare pluvială; 6, alimentare subterană (Q_i , debit mediu zilnic; Q_m , debit mediu anual); PcC, subtipuri de regim (după *Geografia României* I, 1983).

Subtipul pericarpatic transilvan (PcT) este existent în cea mai mare parte a Podișului Transilvaniei. Are ape mari de scurtă durată nivopluviale, în luna martie, și cu viituri în intervalul mai-iulie. Alimentarea râurilor este pluvionivală, iar continentalitatea regimului crește de la nord la sud.

Subtipul pericarpatic de la Curbură (PcC) are ca specific o frecvență a apelor mari de primăvară de 60–70% și viituri de iarnă, care au un rol important în structura regimului hidric.

Subtipul pericarpatic estic (PcE) este caracteristic pentru Podișul și Subcarpații Moldovei până la altitudini de 700 – 800 m. Are ape mici de iarnă stabile și de lungă durată, după care urmează apele mari, nivopluviale din luna martie. După viiturile accentuate de la începutul verii și din august, urmează apele mici de vară-toamnă. Tipul de alimentare este pluvio-nival și parțial pluvial moderat.

Tipurile de regim ponto-danubian (PD) se întâlnesc în partea estică a Câmpiei Române și în Podișul Dobrogei. Prezența unui strat subțire și efemer de zăpadă, face ca frecvența apelor mari de primăvară să scadă la 45%, pentru Călmățui și la 38%, pentru Casimcea. Alimentarea râurilor este pluvionivală, iar în Dobrogea pluvial moderată.

Subtipul de regim torențial preponctic danubian (PpD) se caracterizează prin reducerea scurgerii de iarnă și o frecvență a apelor mari de primăvară sub 50%.

Subtipul de regim torențial premaritim dobrogean (PmD) este mai dezordonat, cu concentrări ale ponderii scurgerii în perioada rece a anului și în luna martie. În cazul unor rezerve însemnate de zăpadă, pot apare în Dobrogea de Nord ape mari cu durată mare, dar cu pondere a cazarilor sub 25 – 30%. Spațiile calcaroase din Dobrogea de Sud fac ca majoritatea văilor să fie seci, iar viiturile să aibă un caracter sporadic în funcție de precipitațiile torențiale.

Bilanțul hidrologic

Prin bilanț hidric se înțelege relația matematică existentă între cantitățile de apă intrate și ieșite de pe un areal, într-un interval de timp dat. Suprafața poate fi întregul areal terestru cu continente, mări și oceane și atunci avem un bilanț hidric mondial sau un bazin hidrografic, un lac, sau un teritoriu bine delimitat. În prima formă, ecuația bilanțului hidric a fost stabilită de Penck sub forma:

$X = Y + Z$, unde:

X – precipitațiile;

Y – scurgerea și

Z – evaporația.

Pe măsura aprofundării studiilor, s-a simțit nevoia de a detalia diferitele aspecte ale celor trei termeni. Luând în considerare raportul dintre intrările și ieșirile pe cale subterană (ΔU), în cazul în care cumpăna apelor superficiale nu coincide cu cea a celor subterane, formula devine:

$$X = Y + Z \pm \Delta U$$

Includerea scurgerii subterane în ecuația de bilanț este importantă, când se fac analize detaliate pe termen scurt, dar dacă este vorba de nivel mediu multianual, putem generaliza, considerând că scurgerea subterană se poate integra la cea fluvială sau poate să contribuie la sporirea evapotranspirației. De altfel, se poate considera că, scurgerea medie globală (Y) se compune din scurgerea superficială (S) și din cea subterană (U).

$$Y = S + U$$

În cadrul bazinelor hidrografice se poate considera că după formarea scurgerii de suprafață resursele rămase, reprezintă umezirea globală a terenului (W) care este dată de scurgerea subterană (U) și de evapotranspirație (Z).

$$W = U + Z$$

Pornind de la umezirea globală a terenului, se poate determina un coeficient al scurgerii subterane (K_s), ca raport între scurgerea subterană (U) și umezirea globală a terenului (W),

$$K_s = U/W$$

și un coeficient al evaporației (K_e), ca raport între evaporație (E) și umezirea globală a terenului (W).

$$K_e = E/W$$

În funcție de gradul de detaliere, formula generală de bilanț hidric poate fi mult extinsă, cu alți termeni rezultați din diferitele verigi ale circuitului apei, dar aceștia sunt greu de evaluat cantitativ.

Intrucât primul și cel mai important element al bilanțului hidric, precipitațiile au fost prezentate, vom face câteva precizări numai asupra celorlalte elemente.

Scurgerea superficială (S) definită ca deplasarea apei pe suprafața scoarței terestre atât neorganizat (difuz), cât și concentrat, diferă ca proces în ecuația de bilanț, în funcție de unitățile de relief. Astfel, la câmpie ea reprezintă 70 – 80%, din scurgerea globală, în timp ce în regiunea de dealuri scade la 67–73%, iar la munte aproximativ la 60–70%. Sursa de alimentare a scurgerii superficiale pentru terenurile cu altitudini mai mici de 1 500–1 600 m are un caracter pluvio-nival moderat, iar peste această altitudine un caracter nivopluvial și nival moderat.

Scurgerea subterană (U), definită ca deplasarea apelor subterane sub influența forței de gravitație, în lungul fisurilor sau a altor goluri din interiorul scoarței terestre, are valori de circa 500 mm la altitudini mari, în arcul Carpatic, datorită circuitului rapid al apelor subterane și scade doar la 5–10 mm, în regiunile de câmpie slab drenate. Se observă, deci, o creștere a ponderii alimentării subterane proporțional cu altitudinea, cu un gradient cuprins între 5 și 25 mm/100 m, în funcție de expoziția versanților.

Evapotranspirația (Z), care înglobează apa evaporată de la suprafața solului și din transpirația plantelor și animalelor, depinde de potențialul termic, de regimul vântului, precum și de rezerva de apă din sol. În arealul montan evapotranspirația variază între 250 și 300 mm și crește proporțional cu scăderea altitudinilor la circa 500 mm la contactul muntelui cu zona subcarpatică și deluroasă.

În regiunile de câmpie, unde evaporația potențială este de 700–800 mm/an, valorile evapotranspirației sunt mai reduse, datorită unui deficit pluviometric și deci din lipsa sursei de umiditate. Există în regiunile piemontane și de deal, un areal care însoțește rama montană și deluroasă, în care există un bun echilibru între precipitațiile căzute și evapotranspirație, care are valori între 500–550 mm, în estul României și 580–620 mm, în partea de vest.

Umezirea globală a terenului (W) crește rapid în altitudine până la 500–600 m, după care scăderea gradientului este bruscă. În regiunea de câmpie, scurgerea reprezintă circa 1% din valoarea umezirii globale a terenului, în timp ce la altitudini mai mari din Carpați, această pondere ajunge la 50–65%.

Bilanțul hidric global la nivelul României reflectă influența condițiilor fizico-geografice în distribuția spațială a elementelor bilanțului. Din analiza valorilor globale, se constată că din stratul de 661 mm precipitații căzute, care reprezintă 157 km³, cea mai mare parte (77%) sau 508 mm revine evapotranspirației și numai 23% (153 mm) revine scurgerii lichide (Ujvari, 1972). Desigur că, în prezent, nu poate fi neglijată nici intervenția omului în dimensionarea elementelor de bilanț. Astfel, din scurgere s-au captat, fiind folosite pentru apa potabilă, industrială și pentru irigații circa 18% (27,5 mm). După 1990, aceste valori s-au modificat substanțial, ca urmare a scăderii consumurilor pentru agricultură și industrie.

Modificarea elementelor de bilanț a început încă din secolul XVIII, prin lucrările hidroameliorative din Banat, din bazinele Crișurilor, Crasnei, Someșului și Mureșului inferior. Sistemele de drenaj construite, cu densități de 0,5 la 1,5 km/km², au contribuit la colectarea surplusului de apă și la coborârea nivelului apelor freatice și din Câmpia Română și din Lunca Dunării, în special în perioadele cu exces de umiditate.

Folosirea resurselor de apă din Dunăre, la irigarea unor mari suprafețe din Câmpia Română și din Dobrogea a contribuit la modificarea unor termeni de bilanț hidric. Astfel, s-a observat o creștere a evapotranspirației, ca urmare a existenței unui excedent de apă în perioada de vară, cu temperaturi ridicate. Dar din apele folosite pentru irigații o parte a dus la creșterea infiltrației în orizonturile freatice și la o ridicare a nivelului acestora, uneori până la intersectarea suprafeței topografice. O altă acțiune umană este aceea a defrișărilor care în timp duc la o intensificare a scurgerii de suprafață și a proceselor de eroziune, prin lipsirea de protecție a unor areale mari cu roci ușor friabile și cu versanții cu pante mari.

Scurgerea de aluviuni

Definită prin cantitatea de material solid transportat de ape, de pe suprafața unui bazin hidrografic, într-un interval de timp dat, scurgerea de aluviuni este un proces foarte complex, care desfășurat la scara timpului geologic a contribuit la formarea reliefului actual. Pentru existența lui, este necesar să fie puse la dispoziția scurgerii liniare, materiale solide, cu diametre adecvate vitezei curentului, pentru ca apa, ca agent fluid, să exercite acțiunea de transport.

Fragmentarea materialelor se realizează prin procesele de meteorizație, adică prin totalitatea transformărilor fizice și chimice, pe care le suferă suprafața scoarței terestre sub acțiunea forțelor exogene în care includem apa, care acționează fizic și chimic, temperatura, plantele, animalele și chiar omul. Ca urmare a ponderii și interdependenței dintre aceste forțe, au loc procesele de dezagregare și de alterare care duc la formarea unui strat de material detritic, sursă pentru scurgerea de versant și de albie.

Apa, ca agent de eroziune și de transport, acționează asupra scoarței de alterare, pe o multitudine de căi. În primul rând, picăturile de ploaie la contactul cu solul exercită o acțiune de dislocare a particulelor de sol, care apoi, parțial sau total, vor fi antrenate de scurgerea de versant spre rețeaua de albie. Cantitatea de material antrenată este direct proporțională cu energia cinetică a masei de apă și invers proporțională cu rezistența pe care o opune substratul.

Intensitatea cu care se produce acest proces depinde de o mulțime de factori care acționează la suprafața bazinelor hidrografice, dintre care remarcăm: rezistența pe care o opune substratul prin tipurile de roci; scoarța de alterare rezultată și învelișul de sol format; textura solurilor și gradul lor de permeabilitate în raport cu pantele versanților; gradul de acoperire cu vegetație și modul în care aceasta asigură sau nu protecția solului. Depinde apoi de cantitatea de precipitații, de caracterul și distribuția lor în timp, mai ales a celor torențiale, de rețeaua de albie și de pantele acestora în profil longitudinal și chiar de intervenția omului în peisaj, care poate influența intensitatea procesului de formare a scurgerii solide sau poate diminua acest proces. Este suficient, în acest sens, să amintim despăduririle versanților cu roci ușor friabile sau lucrările de combatere a eroziunii solurilor.

Procesul de eroziune

În cel mai larg sens, prin eroziune se înțelege procesul de transport progresiv al solului ori a particulelor de sol de la locul inițial, de către un agent fluid (Strahler, 1973). După Knapp (1941), eroziunea este un proces mecanic ale cărui componente sunt, pe de o parte, forțele care tind să producă eroziunea și, pe de altă parte, cele care tind să se opună, rezultanta fiind mișcarea sau nu a materialului.

În grupa forțelor care tind să deplaseze particulele întră forța de lovire a picăturilor de ploaie și scurgerea în suprafață, ambele acționând sub impulsul forțelor de gravitație și a pantelor. Sunt apoi forțele care tind să rupă sau să slăbească coeziunea solului sau a rocilor de la suprafață, cum este absorbția apei, creșterea capilarității, dilatarea și contractarea, reacțiile dintre acizi și cristalele de minerale, creșterea cristalelor de gheață, toate tinzând spre o reducere a coeziunii.

Dintre forțele care tind să opună rezistență procesului, menționăm valoarea unghiului de frecare internă a sedimentelor, coeziunea, textura solului, gradul de acoperire cu vegetație și chiar o serie de acțiuni de protecție realizate de om.

După mediul în care se desfășoară eroziunea, avem de a face cu *eroziune subaeriană*, care are loc pe întreaga suprafață a uscatului planetar, după cum întâlnim și o *eroziune subacvatică*.

Agenții fluizi care provoacă eroziunea sunt aerul și apa sub formă lichidă și solidă. Din acest punct de vedere, deosebim:

Eroziune eoliană sau coraziune, ca acțiune mecanică de roadere, de șlefuire a rocilor, prin intermediul particulelor de nisip spulberate de vânt. Fenomenul de coraziune poate fi produs și de un alt fluid, cum este apa sau gheața încărcate cu particule de roci dure.

Eroziune glaciară, exercitată de ghețarii montani, sau de calotă, care în deplasarea lor înglobează bucăți de roci dure, cu care șlefuiesc rocile peste care trec.

Eroziune nivală, exercitată de zăpada care se deplasează lent, prin alunecarea stratului, sau rapid prin avalanșe.

Eroziunea exercitată de apă poate fi, la rândul ei:

Eroziune pluvială sau pluviodenudarea, exercitată de impactul picăturilor de ploaie, pe un sol neprotejat de un covor vegetal. Intensitatea ei depinde de mărimea și de viteza picăturilor de ploaie care determină și energia lor cinetică, de starea de umezeală a solului, de permeabilitatea și de textura acestuia. Este evident, în acest caz, că un sol bine protejat de un covor vegetal, va fi mai puțin afectat, deoarece vegetația absoarbe energia cinetică a picăturilor sau o

diminuează foarte mult prin spargerea acestora. După dislocarea particulelor de sol, în condiții de pantă, pluviodenudarea continuă dislocarea, erodarea și evacuarea materialelor fine, scurgerea desfășurându-se sub forma unui strat continuu. Acest tip de scurgere în care nu sunt individualizate șuvițe ale curentului de apă și în care detașarea și transportul particulelor fine de sol sau de rocă se face uniform în spațiu, poartă denumirea de *eroziune areolară* sau în suprafață (Tufescu, 1966).

Eroziunea fluvială este eroziunea exercitată de scurgerea concentrată asupra fundului și malurilor, în formele negative ale reliefului, prin care are loc scurgerea. În timpul scurgerii, masa de apă în virtutea volumului, a vitezei și a pantei va fi înzestrată cu o anumită energie cinetică, care-i va permite să detașeze și să transporte, materiale solide din maluri și de pe fundul albiei. Cele mai elementare forme de concentrare, unde începe acest proces, sunt rigolele care pot apare la fiecare ploaie în număr mare și care au un rol foarte important în transportul sedimentelor de pe versanți. Studiile efectuate au arătat că, circa 90% din materialele erodate de pe versanți, provin din aceste rigole. În continuare, o eroziune intensă se desfășoară în ogașe, ravene și în albiile de râu.

Spre deosebire de eroziunea în suprafață, în toate aceste forme negative, eroziunea se desfășoară în adâncime.

Eroziunea în adâncime sau liniară este eroziunea exercitată de apele curgătoare asupra patului prin care se deplasează masa de apă. Tendința acestui tip de eroziune este de a adânci albia și de a reduce panta, pentru realizarea unei stări de echilibru în profilul longitudinal. Adâncirea și dimensionarea albiei de scurgere se realizează prin:

Eroziunea laterală, care acționează asupra malurilor albiei minore în special la apele medii, mari și la viituri și are ca efect realizarea unei secțiuni de scurgere cât mai adecvată volumului de apă și caracteristicilor morfohidrografice. În regiunile de câmpie cu pante mici, prin acest tip de eroziune se realizează sinuozitatea hidraulică a râurilor în care, întotdeauna, malul concav este mai mult agresat de curentul de apă.

Eroziunea de fund este evidentă și ușor de sesizat, în cazul formelor elementare de scurgere prin adâncirea rigolelor, ogașelor și ravenelor, după fiecare ploaie torențială, care generează scurgere abundentă. În cazul albiilor minore la cursurile permanente, acest tip de eroziune este permanent, dar intensitatea procesului depinde de viteza masei de apă și de panta profilului longitudinal. Eroziunea laterală și de fund sunt sursele care asigură și materialele solide, care

se vor deplasa în suspensie în masa de apă sau prin târâre, salt sau rostogolire pe fundul râului.

Eroziune produsă de către masa de apă există și în cazul apelor stagnante (lacuri, mări oceane), în primul rând, asupra malurilor de către forța valurilor și apoi asupra fundului de valuri și de curenți. În aceste cazuri, vom avea eroziune lacustră sau marină.

Deplasarea aluviunilor

În condiții naturale, transportul aluviunilor, prin scurgerea fluvială, este dependent de o serie de factori care, în final, generează energia hidraulică sau lucrul mecanic (P) realizat de masa de apă. Acesta depinde de volumul de apă care se deplasează (Q), de panta râului, în profil longitudinal, sau de căderea pe care o realizează cursul de apă pe sectorul analizat (H) și de greutatea specifică pe care o are masa de apă în deplasare (γ).

$$P = \gamma HQ \text{ (kgm/s)}$$

Având în vedere că $1CP=75 \text{ kgm/s}$ și $1KW=102 \text{ kgm/s}$, putem determina lucrul mecanic în funcție de aceste mărimi. Astfel:

$$P = (\gamma HQ) / 75 \text{ CP sau}$$

$$P = (\gamma HQ) / 102 \text{ KW}$$

Deci, în funcție de energia curentului, dar și de diametrul și de greutatea particulelor de materiale solide se va produce, sau nu, deplasarea lor spre aval. Pentru particulele de dimensiuni mici, fracțiunile de argilă, lut, nisip se deplasează în albiile râurilor în suspensie, fiind mult ajutate de mișcarea turbulentă a apei. Particulele mai groasere care la viituri se deplasează în suspensie, la ape mici, din cauza vitezelor reduse, se pot deplasa numai prin salturi, rostogolire sau târâre, ori stau depuse pe fundul albiei. Desigur că acest proces este foarte complex și depinde de mai mulți factori, dar cea mai importantă este viteza curentului, care, prin energia pe care o conferă masei de apă, permite, în regiunile de munte și de deal, în timpul viiturilor, deplasarea prin târâre sau rostogolire a unor bolovani de dimensiuni mari. În profilul longitudinal al râurilor, pe lângă acțiunea de transport se realizează și o uzură a materialelor prin rotunjire sau fărâmițare, încât diametrul lor se reduce și pot fi mai ușor antrenate.

De regulă, în transportul fluvial deosebit, după modul cum sunt transportate, de apă, două mari categorii de aluviuni:

Aluviuni în suspensie, care reprezintă volumul de materiale solide existente în suspensie în toată masa de apă. *Turbiditatea* se definește prin cantitatea de particule solide în suspensie existente într-un volum de apă dat, la un moment dat. De regulă, acest parametru se măsoară

în g/l sau în kg/m³ de apă. Prin turbiditate se înțelege și starea de impurificare a unui lichid provocată de materialele în suspensie, fine, care împiedică pătrunderea lumini prin masa de apă.

Turbiditatea râurilor variază în timp și în spațiu, în funcție de faza de regim hidrologic, de forma albiei, de granulometria depozitelor de pe fundul albiei și malurilor. Spațial, are cele mai mici valori în regiunea de munte și cele mai mari în regiunea subcarpatică, unde pe bazine mici, se atinge în timpul viiturilor, valori de până la 500 g/l, în depozite ușor friabile sau în bazine cu multe alunecări de teren.

Aluviunile târâte reprezintă acea parte a debitului solid care se deplasează pe fundul cursului de apă în contact cu patul albiei. Un rol foarte important în deplasarea aluviunilor târâte îl are viteza curentului de apă. În funcție de energia hidraulică, un râu poate transporta prin târâre, rostogolire, salturi sau în suspensie, particule foarte fine, nisip, pietriș sau bolovăniș. Particulele care la viteze mici se deplasează prin târâre, la viteze mai mari trec la deplasarea prin salturi sau chiar în suspensie și vor intra în regimul de deplasare prin târâre, particule de dimensiuni mai mari care la viteze mici erau depuse pe fundul albiei.

Prin *debit de aluviuni* (D_a) înțelegem volumul de materiale solide transportate de un râu, într-o unitate de timp și se exprimă în g/l, kg/s sau t/s. El rezultă din însumarea debitului de aluviuni în suspensie (R) și a debitelor de aluviuni târâte (G). Deci:

$$D_a = R + G \text{ (kg/s)}$$

Prin mecanismele de transport și de uzură a materialelor din fundul albiei, are loc procesul de eroziune în adâncime, cu tendința de a se realiza o reducere a pantelor și un profil longitudinal de echilibru.

Instrumente pentru recoltarea probelor de aluviuni în suspensie

Transportul materialului fin, în masa de apă, este strâns legat de regimul de scurgere al râurilor, având o variație evidentă în timpul anului. Astfel, în perioada de iarnă, când întreaga cantitate de precipitații este imobilizată la suprafața solului, sub formă de zăpadă, scurgerea superficială este nesemnificativă, rolul important în alimentare revenind scurgerii subterane. În aceste condiții, cantitatea de aluviuni este extrem de mică. Imediat ce începe procesul de topire a zăpezilor, se declanșează și scurgerea superficială care antrenează o serie de particule de pe suprafața versanților. Ca urmare, în perioada apelor mari și a viiturilor de primăvară, cantitatea de aluviuni în suspensie înregistrează o creștere semnificativă. În perioada de vară când alternează perioade îndelungate de uscăciune, cu ploi torențiale și volumul de materiale în albiile râurilor variază foarte mult.

În perioadele fără ploi, când scurgerea superficială este inexistentă și râurile se alimentează preponderent din scurgerea subterană, apele sunt aproape limpezi sau cu foarte mici cantități de aluviuni. Între ploi, pe versanți, prin variațiile termice și dezagregare, se pregătește materialul care la prima ploaie va fi antrenat în aval. În timpul ploilor torențiale, când capacitatea de infiltrație este foarte repede depășită, apele de pe versanți folosesc pentru scurgere, toate formele negative pentru a se deplasa spre rețeaua de albie. Sunt folosite în acest scop rigolele, drumurile de căruțe de pe versanți, ogașele și ravenele, iar apele, în deplasarea lor, dislocă materialele din secțiunea de scurgere, având și forța necesară pentru a le transporta. În final, pe cursurile de apă apar viiturile de vară cu o mare forță de eroziune și de transport și care sunt cele mai tulburi ape din tot cursul anului. În perioada de toamnă, turbiditatea scade din nou, la ape mici și crește în timpul viiturilor.

Pentru a înregistra aceste fluctuații, pentru a urmări legăturile dintre debitele de apă și cele de aluviuni în suspensie, se impune a le cunoaște regimul de variație prin măsurători și determinarea valorilor medii zilnice, lunare, anuale și multianuale. Pentru recoltarea de probe de aluviuni în suspensie, se folosesc mai multe tipuri de dispozitive, denumite batometre.

Batometrul cu umplere instantanee este un cilindru metalic cu capacitate cunoscută între 500 și 5 000 cm³, prevăzut la ambele capete cu câte un capac metalic, care printr-o garnitură se închide etanș (fig. 78). Batometrul deschis, fixat pe o tijă metalică, se introduce la adâncimea de măsurare, pe direcția de curgere a apei și printr-un dispozitiv se închide automat, reținând o probă de apă, care apoi se scoate și se golește în sticle sau în alte recipiente cu volum bine determinat.

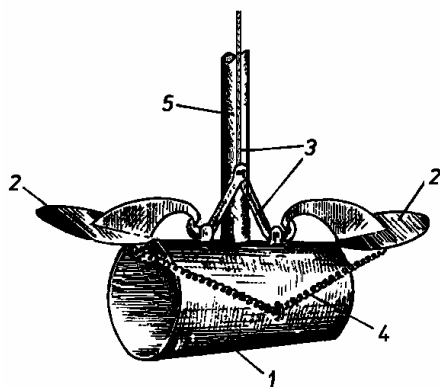


Fig. 78. - Batometru cu umplere instantanee. 1, cilindru metalic sau din plastic; 2, clape de închidere; 3 sistemul de armare și închidere; 4, arcuri; 5, tijă (după Diaconu și colab. 1997).

Sticla cu ajutoraj, cu umplere prelungită constă dintr-un recipient de un litru, care se fixează pe un suport de metal și se introduce la adâncimea dorită. Acesta este, de regulă, o sticlă de lapte închisă cu un dop, prin care trec două țevi (fig. 79A). Una de umplere, orientată contra curentului și alta de ieșire a aerului din sticlă, orientată în direcția curentului (fig. 79B). Acest sistem de umplere mai înceată reprezintă mai bine situația pulsațiilor pe care le are curentul de apă în perioada umplerii. Pentru a împiedica pătrunderea apei în sticlă, între suprafața apei și punctul de recoltare, orificiul de pătrundere a apei se astupă cu un dop legat cu o sfoară sau un cablu care ajută la scoaterea dopului în momentul în care începe umplerea buteliei.

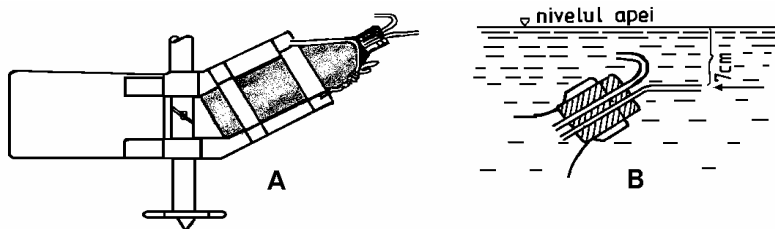


Fig. 79. - Sticla cu ajutoraje (A), poziția ajutorajului la recoltarea probei (B) (după Diaconu și colab., 1997).

Dispozitivul de astupare a sticlei poate fi constituit din patru capete (dopuri) cu diametre diferite ale țevii de umplere, care se folosesc, după cum variază viteza apei din râu. La viteze mai mari ale curentului de apă, se folosește orificiul cel mai mic și la viteze mici cel mai mare. În cazul vitezelor și a unor adâncimi mai mari ale apei, în secțiunea de măsurare, batometrul se introduce la fiecare punct de măsurare cu un cablu lestat, ca și în cazul moriștii hidrometrice, pentru a se păstra poziția, pe punctul de recoltare. Pentru râurile mici, se poate folosi pentru recoltare și o sticlă obișnuită de 1 litru.

Pentru ca rezultatele măsurătorilor să poată fi utilizate în corelare cu cele ale debitelor de apă, este recomandabil ca recoltarea să se efectueze în profilul de la miră, respectând instrucțiunile stațiilor hidrometrice, deoarece sunt necesare și măsurători de viteză în punctele de recoltare. În funcție de posibilități, se pot face mai multe feluri de măsurători de aluviuni în suspensie.

Tipuri de măsurători de aluviuni în suspensie

Măsurători complete de aluviuni în suspensie se fac, de regulă, în timpul măsurătorilor de debit și constau din recoltarea de probe de apă

din toate punctele în care s-a determinat viteza în verticalele de viteză, sau în verticale caracteristice care îndeplinesc condițiile:

- să fie amplasate în zonele în care se constată o turbiditate mai mare față de restul verticalelor;

- să fie în părțile profilului transversal cu neregularități accentuate.

Măsurători simplificate de aluviuni se fac în timpul viiturilor și al apelor mari, când nu există timpul necesar pentru a se efectua măsurători complete. În acest caz, se alege tipul de măsurătoare la 0,6 h sau, la suprafață, în funcție de modul cum s-au determinat vitezele în timpul viiturilor.

Măsurători simple de aluviuni constau din recoltarea de probe, numai din verticalele stabilite (una sau două) pentru acest tip de măsurători. În timpul măsurătorilor „complete”, se recoltează probe și din verticalele fixate pentru probe „simple” de aluviuni.

Măsurători de control sunt măsurătorile „complete” (2 sau 3), care se fac la fiecare stație în decursul unui an. Este necesar ca aceste măsurători să acopere un ecart al nivelurilor cât mai mare, dând atenție viiturilor.

În literatura de specialitate se mai recomandă:

Măsurătoare integrată, care constă din coborârea lentă și cu o viteză uniformă a batometrului cu umplere înceată, pe toată adâncimea verticalei. Proba obținută are valoarea unei turbidități medii pe verticală.

Apa medie tip, recomandată de hidrologul francez Carbonnel, este asemănătoare ca procedeu cu o măsurătoare completă. Probele se recoltează din toate punctele de măsurare a vitezei, dar acestea se varsă într-un vas mai mare și în final, când toate probele s-au recoltat, se amestecă bine întreaga cantitate și din lichidul bine omogenizat se ia o probă care este reprezentativă pentru întreaga secțiune. Rezultatul are valoarea unei turbidități medii pe secțiune, cu ajutorul căreia se poate calcula, în funcție de debitul de apă și cantitatea de aluviuni transportată de râu.

Determinarea turbidității

După recoltare, probele se pun la filtrat pentru a se reține numai cantitățile de aluviuni pe care le conțin. În acest scop, sunt pregătite înainte filtre, a căror greutate a fost determinată după o prealabilă uscare în etuvă la 105°C. Fiecare filtru gol va avea o greutate, care se va trece atât pe el, cât și pe plicul în care se va păstra. Pe plic se va nota obligatoriu numele râului, al stației hidrologice, data la care s-a efectuat măsurătoarea, cota la miră și punctul de recoltare. Proba de

lichid se trece prin filtrul așezat într-o pâlnie deasupra unui vas în care se scurge apa filtrată, iar pe hârtia de filtru vor rămâne particulele de aluviuni în suspensie. Filtrul cu aluviunile probei se lasă la uscat și se introduce în plic. Apoi, în laborator, filtrele se vor usca din nou, în etuvă la 105° , pentru a se îndepărta toată apa din sediment și se vor cântări, pentru a se determina greutatea filtrului plin. Rezultatul se consemnează atât pe filtru și pe plic, cât și într-un registru care conține numărul filtrului și greutatea lui înainte și după filtrare. Prin diferența dintre cele două valori, se va determina cantitatea de aluviuni în suspensie existentă în volumul de apă filtrat. Deci, turbiditatea (ρ) g/l este greutatea materialului solid (P) în grame dintr-un litru de apă recoltată (V).

$$\rho = P/V \text{ (g/l)}$$

Metode de calcul a debitelor de aluviuni

Pentru calcularea debitelor de aluviuni în suspensie, se impun o serie de operații premergătoare care constau în:

1.-Calculul turbidităților (ρ), cunoscând greutatea aluviunilor (G) și volumul (V) de apă recoltată;

$$\rho = G / V$$

Dacă, de exemplu, o probă de apă de 1 l va conține 0,050 g, atunci turbiditatea apei va fi de 0,050g/l sau 50 g / m³.

2.-Înscrierea valorilor obținute în carnetele de măsurători;

3.-Calcularea debitelor unitare de aluviuni în suspensie (α), pentru punctele în care s-a determinat viteza apei (v) și în care s-au recoltat probele și s-a calculat turbiditatea (ρ), folosind formula:

$$\alpha = \rho v \text{ (g / m}^2 \text{ s)}$$

Prin debit unitar se înțelege cantitatea de aluviuni (G) care trece printr-o suprafață unitară (m²) în unitatea de timp (s). Dacă, de exemplu, viteza apei este de 0,554 m/s, atunci debitul unitar este:

$$\alpha = 50.0,554 = 27,7 \text{ (g/m}^2 \text{.s)}$$

4.-Verificarea datelor se face prin reprezentarea grafică și trasarea epurelor pentru turbiditate, viteză și debit unitar. Pentru verificarea turbidității, se pornește de la principiul că valorile cresc de la suprafața apei spre fund. În caz contrar, se verifică datele, se compară cu verticalele vecine și cu măsurătorile anterioare, pentru a decide dacă epura poate fi sau nu luată în calcul. În cazul abaterii unor valori, acestea se pot corecta sau elimina, dacă nu au o justificare logică. La verificarea datelor trebuie să se țină cont că, în mod normal:

- la epurele de viteză, valorile scad de la suprafață spre fund;
- la epurele de turbiditate, valorile cresc de sus în jos;

-la epurele debitului unitar, valorile cresc de sus în jos, dacă variația vitezei pe verticală este mai mare ca cea a turbidității și invers, dacă variația turbidității este mai mare decât a vitezelor (Diaconu și colab., 1997).

1. Metoda analitică. Se aplică, de regulă, în cazul în care variația pe verticală a vitezelor și a turbidităților este normală și constă din determinarea debitelor parțiale dintre verticalele de măsurare a aluviunilor și din însumarea acestora. Aplicarea metodei impune mai multe etape:

a. *Determinarea debitelor unitare medii de aluviuni în verticalele de măsurare (α_m), care se face cu formule asemănătoare celor folosite pentru viteză.*

-Pentru adâncimi (h) de 15–20 cm, viteza și turbiditatea se măsoară într-un singur punct, iar debitul unitar pe verticală este:

$$\alpha_m = \alpha_{0,6} = \rho_{0,6} V_{0,6} \text{ (g /m}^2\text{.s)}$$

-La adâncimi (h) între 21–40 cm, viteza și turbiditatea se determină în două puncte (la suprafață și la fund), iar debitul unitar mediu este dat de expresia:

$$\alpha_m = (\alpha_s + \alpha_f) / 2$$

-Pentru adâncimi (h) între 41–80, măsurătorile se fac la 0,2h, 0,6h și 0,8h, iar debitul unitar mediu se obține:

$$\alpha_m = (\alpha_{0,2} + 2\alpha_{0,6} + \alpha_{0,8}) / 4$$

-Pentru adâncimi mai mari de 80 cm, măsurătorile se fac la suprafață, la 0,2h, 0,6h, 0,8h și la fund, iar debitul unitar mediu este:

$$\alpha_m = (\alpha_s + 3\alpha_{0,2} + 3\alpha_{0,6} + 2\alpha_{0,8} + \alpha_f) / 10$$

În cazul în care măsurarea aluviunilor s-a făcut într-un singur punct pe verticală (la 0,6h), iar vitezele s-au determinat în mai multe puncte, debitul unitar mediu (α_m) este egal cu produsul dintre viteza medie pe verticală (V_m) și turbiditatea la 0,6h.

$$\alpha_m = V_m \rho_{0,6}$$

b. *Determinarea debitelor unitare de aluviuni între verticalele de măsurare se face ca semisumă a debitelor medii unitare dintre verticalele vecine (X și Y) (Diaconu și colab., 1997)*

$$\alpha_m(XY) = [\alpha_m(X) + \alpha_m(Y)] / 2$$

Pentru verticalele dintre mal și prima și ultima verticală de măsurare se consideră ca valoare medie 2/3 din debitul unitar al primei și ultimei verticale

c. *Determinarea suprafețelor parțiale dintre două verticale succesive de măsurare a aluviunilor.* Calculul se face, ca și în cazul determinării debitului lichid.

d. *Calcularea debitelor parțiale de aluviuni (R_p) dintre două verticale (X și Y), sau cantitatea de aluviuni care trece prin suprafața dată într-o unitate de timp se exprimă în g/s și se calculează ca produs al suprafeței dintre verticale $\omega(XY)$ și debitul unitar mediu dintre verticale $\alpha_m(XY)$,*

$$R(XY) = \omega(XY) \cdot \alpha_m(XY)$$

e. *Determinarea debitului total de aluviuni în suspensie (R) se face prin însumarea debitelor parțiale (Diaconu și colab., 1997).*

f. *Turbiditatea medie în profilul analizat (ρ_m) se obține ca raport între debitul total de aluviuni (R) în g/s sau kg/s și debitul de apă (Q) în l/s sau m³/s.*

$$\rho_m = R / Q$$

g. *Turbiditățile maximă și minimă, în secțiunea de măsurare, se aleg din mulțimea măsurătorilor efectuate.*

2. Metoda grafomecanică. Se aplică numai în cazul în care:

-s-au efectuat măsurători complete, dar epurele de viteză și de turbiditate au o formă aparte;

-lipsesc mai mult de două probe din punctele standard pe verticală;

-probele nu s-au recoltat din punctele standard;

-calcularea debitului lichid s-a efectuat tot grafomecanic.

Pentru calcularea unei astfel de măsurători, sunt recomandate următoarele etape (Diaconu și colab., 1997):

a. *Întocmirea profilului transversal al secțiunii pe hârtie milimetrică, ca și în cazul debitelor lichide.*

b. *Construirea epurelor de viteză, turbiditate și debit unitar de aluviuni în suspensie pentru fiecare verticală.*

c. *Planimetrarea suprafeței acestor epure pentru obținerea valorilor (în cm²).*

d. *Calculul vitezei medii (V_m) se face ca și în cazul măsurătorilor de debit lichid, având suprafața epurei în cm², adâncimea verticalei h în m, scara vitezelor și a adâncimilor. De exemplu, dacă scara vitezelor are 1 cm = 0,5 m/s și adâncimile 1 cm = 0,2 m, atunci la o suprafață de 5 cm² și o adâncime de 0,8 viteza va fi:*

$$V_m = (5 \cdot 0,2 \cdot 0,5) / 0,8 = 0,625 \text{ m/s}$$

e. *Turbiditatea medie (ρ_m), în cazul în care s-a recoltat o singură probă de la 0,6h, aceasta este considerată valoarea medie. În cazul în care sunt mai multe măsurători pe verticală, care pot defini o epură, se vor avea în vedere suprafața epurei, (de exemplu 7,5 cm²), adâncimea verticalei ($h = 0,8$ m), scara adâncimilor (1 cm = 0,2 m) și a turbidității (1 cm = 30 g/m³). În acest caz, turbiditatea medie (ρ_m) va fi:*

$$\rho_m = (7,5 \cdot 0,2 \cdot 30) / 0,8 = 56,2 \text{ g / m}^3$$

f. *Debitul unitar mediu de aluviuni* (α_m), în cazul măsurărilor la 0,6h se obține prin produsul dintre turbiditatea la 0,6h și viteza medie a verticalei (V_m).

$$\alpha_m = \rho_{0,6} V_m$$

În cazul epurei debitelor unitare, se planimetrează suprafața acestuia (de exemplu 6 cm^2), se au în vedere adâncimea ($h = 0,8\text{m}$), scara debitelor unitare ($1 \text{ cm}^2 = 10 \text{ g/m}^2$) (rezultată din produsul scării adâncimilor $1 \text{ cm} = 0,2 \text{ m}$ și turbidităților $1 \text{ cm} = 50 \text{ g/m}^3$).

$$\alpha_m = (6,0,2 \cdot 50) / 0,8 = 75 \text{ g/s m}^2 \text{ sau}$$

$$\alpha_m = (6 \cdot 10) / 0,8 = 75 \text{ g/sm}^2$$

g. *Debitul elementar de aluviuni* (r) în g/s sau kg/s pentru fiecare verticală se calculează prin produsul dintre debitul unitar de aluviuni pe verticală în g/s.m și adâncimea verticalei în m.

$$r = \alpha_m \cdot h \text{ (g/s m)}$$

În cazul în care s-a efectuat măsurătoare numai la 0,6h

$$r = \alpha_{0,6} h$$

h. *Epura debitelor elementare de aluviuni* pe lățimea profilului se construiește la o scară potrivită, ținând cont și de scara pentru epura vitezelor și a turbidității (fig. 80).

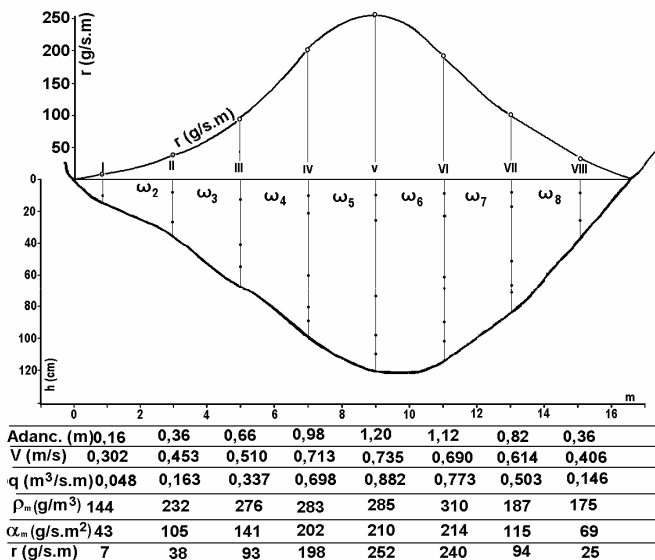


Fig. 80. - Metoda grafomecanică de determinare a debitului de aluviuni în suspensie.

Planimetrarea epurei debitelor elementare de aluviuni permite calcularea debitului total de aluviuni (R), prin produsul dintre suprafața planimetricată (de exemplu 20 cm^2) și produsul scărilor utilizate (scara lățimii $1 \text{ cm} = 2\text{m}$ și a debitelor elementare de aluviuni $1 \text{ cm} = 15 \text{ g}$).

$$R = 20 \cdot 30 = 600 \text{ g/sm}$$

Metoda grafoanalitică este asemănătoare cu cea grafomecanică, dar epura nu se planimetrează, ea se împarte în benzi orizontale de lățimi cunoscute (4-5 mm). Pentru fiecare fâșie se determină suprafața, asimilându-o cu o figură geometrică (dreptunghi, triunghi, trapez), restul etapelor fiind aceleași, ca la metoda grafomecanică.

Metoda măsurătorilor de aluviuni la "0,6h". Astfel de măsurători se calculează numai prin metoda analitică. Deosebirea față de măsurătorile complete constă în faptul că se determină pentru fiecare verticală debitul unitar mediu la 0,6h.

$$\alpha_{0,6} = \rho_{0,6} V_{0,6}$$

Dacă viteza s-a determinat la suprafață și la fund, atunci se consideră viteza medie a verticalei (V_m) ca fiind viteza calculată din media celor două determinări și atunci:

$$\alpha_{0,6} = \rho_{0,6} V_m$$

Folosind determinările la 0,6h, se obține în final un debit de aluviuni (fictiv) ($R_{0,6h}$), care, raportat la debitul de apă, permite determinarea unei turbidități medii (fictivă) pe secțiune ($\rho_{0,6h}$).

$$\rho_{0,6h} = R_{0,6h} / Q$$

Corelând turbiditățile medii pe secțiune, de la măsurătorile complete cu cele calculate numai pe baza măsurătorilor de la 0,6h de la aceleași măsurători, se obține un grafic, din care se pot determina valorile turbidităților medii pe secțiune.

Metoda măsurătorilor de aluviuni „la suprafață”. Se folosește aceeași metodologie, ca și pentru calculul măsurătorilor la 0,6h, determinând pentru fiecare verticală:

$$\alpha_s = \rho_s V_s$$

Considerând (α_s) ca valoare medie pe verticală, măsurătoarea se calculează ca și în cazul măsurătorilor de aluviuni la 0,6h, având un debit de aluviuni la suprafață (fictiv) (ρ_{ms}). Folosind și în acest caz măsurătorile complete, se pot corela turbiditățile medii (ρ_m) cu cele de la suprafață (ρ_{ms}) și se obține o corelație pe baza căreia se pot corela valorile astfel că:

$$\rho_m = K \rho_{0,6h} \text{ și } \rho_m = K \rho_{ms}, \text{ unde } K \text{ este panta dreptei de corelație.}$$

Folosind aceste rezultate, putem obține debitul de aluviuni în suspensie (R) (Diaconu și colab., 1997).

$$R = Q \rho_m ; R = Q K \rho_{mo,6h}; \text{ sau } R = Q K \rho_{ms}$$

În cazul în care se folosește *apa medie tip*, deci o singură probă pentru întreaga secțiune de scurgere:

$$R = \rho_m Q$$

Măsurătorile de debite de aluviuni complete sunt costisitoare ca timp și aparatură și nu se pot realiza zilnic. Ele sunt însă suplimentate cu măsurători simple care, dacă sunt efectuate cu respectarea metodologiei se pot valorifica.

Pentru obținerea debitelor zilnice de aluviuni în suspensie se stabilesc corelații între debitele de apă și cele de aluviuni în suspensie determinate și pe baza lor, se pot calcula valorile zilnice. Principiul are în vedere că un debit de apă mic, care nu provine din scurgerea de suprafață și numai din cea subterană, are un conținut foarte redus de aluviuni în suspensie. Creșterea nivelurilor și o dată cu ele și debitele, presupun o alimentare superficială care depinde de cantitatea și de intensitatea ploilor. În funcție de acestea, există și o creștere a intensității proceselor de eroziune de pe versanți, din patul albiei și din malurile acesteia și deci cantități mai mari de aluviuni în suspensie.

Pe baza acestei relații, se stabilește dependența dintre debitele de aluviuni și cele de apă și se pot obține valorile medii zilnice de aluviuni în suspensie. Cu acestea se calculează valorile medii lunare și anuale, se stabilesc debitele minime și maxime lunare și anuale.

Cunoscând valoarea medie anuală a turbidității (ρ_m) (kg/m^3) sau a debitului de aluviuni în suspensie (R_m)(kg/s), se poate aprecia și volumul anual (W) scos din bazinele hidrografice prin procesele de eroziune.

$$W = R_m \ 31 \ 556 \ 926 \ (\text{kg/an}) \text{ sau } W = (R_m \ 31 \ 556, \ 926) \ (\text{t/an}).$$

Pornind de la turbiditatea medie (ρ_m) (kg/m^3) și de la debitul de apă (Q) (m^3/s)

$$W = (Q \rho_m \ 31 \ 556, \ 926) \ (\text{t/an})$$

Debitele de aluviuni târâte

Aluviunile care alcătuiesc fundul albiilor de râu au dimensiuni foarte diferite de la un loc la altul, atât în profil transversal, dar mai ales în cel longitudinal. Dacă avem în vedere că diametrul mediu al materialelor din patul albiei descrește de la izvor spre vărsare, apare evident că această sortare depinde foarte mult de panta în profilul longitudinal, care determină și viteza curentului de apă, de gradul de uzură a materialelor și de capacitatea de transport a cursului de apă. Aceasta presupune că materialele grosiere care la viteze mari pot fi

transportate în suspensie, la viteze mai mici pot fi transportate prin târâre sau rostogolire, ori sunt depuse pe fundul albiei, neexistând forța necesară pentru a fi deplasate în aval.

Variația dimensiunii materialelor din albie în profil longitudinal poate fi apreciată prin observația simplă, dar pentru a se putea realiza studii mai complexe se impune a se determina cantitatea și diametrul materialelor care se deplasează pe fundul albiei prin târâre sau rostogolire, pentru a se corela cu viteza curentului, cu panta fundului, cu natura și cu densitatea materialelor etc. În acest scop, pentru recoltarea probelor de aluviuni târâte, se folosește batometrul capcană (tip ISCH) și batometrul sită.

Batometrul capcană este format dintr-o cutie lungă de 80 cm, care are o secțiune de intrare de 22 cm lățime și una de ieșire de dimensiune dublă. Partea superioară a cutiei este liberă, iar cea inferioară, care se așează pe fundul râului are un fel de grătar de tip jaluzele, îndreptate spre aval (fig. 81A). Cu un astfel de batometru se pot recolta aluviuni care pot avea un diametru de până la 12 mm.

Batometrul sită este un alt tip de batometru folosit, în special, pentru râurile din zona montană. Este format dintr-un cadru dreptunghiular de 20 cm lățime, având montată jos o plasă de sârmă cu ochiuri, dimensionate în funcție de diametrul particulelor care dorim să fie captate și care, de regulă, nu depășesc 10 - 15 mm diametru.

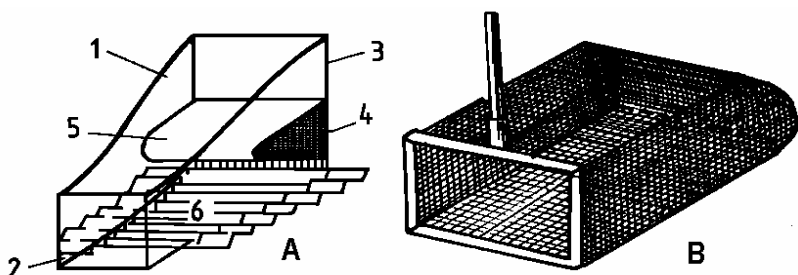


Fig. 81 - Batometru capcană (A) și batometru sită (B) pentru recoltarea aluviunilor târâte.

Aceste batometre sunt fixate la capătul unei tije cu ajutorul căreia se așează pe fundul albiei. Timpul de recoltare variază între 90 secunde și 10 minute, fiind determinat în funcție de viteza curentului de apă și de mărimea particulelor (fig. 81B). De exemplu, la viteze mai mari de 1 m/s și dimensiuni ale particulelor sub 10 mm timpul de recoltare este scurt, în timp ce la viteze sub 0,2 m/s și particule de

peste 10 mm timpul este mult mai mare. Probele sunt recoltate din minim 5 verticale, fiecare cu câte 3 probe cu același timp de recoltare. Determinarea debitelor târâte se realizează pe baza probelor recoltate și cântărite, după ce au fost uscate.

Debitul elementar de aluviuni de fund (g) reprezintă cantitatea de aluviuni (P) care trece pe durata de recoltare a probei (T) prin lățimea parțială (b) și se calculează cu formula:

$$g = 100P / Tb \text{ (g/s.m).}$$

Metode de determinare a debitelor de aluviuni târâte (G)

Metoda analitică constă din însumarea debitelor parțiale dintre verticalele de măsurare:

$G = 0,001 [g_1 / 2b_{0,1} + (g_1 + g_2) / 2b_{1,2} + \dots + (g_{n-1} + g_n) / 2b_{n-1,n} + g_n / 2b_{n,0}]$ (kg/s), în care:

$g_1, g_2, g_3, \dots, g_n$ reprezintă debitele elementare determinate în verticalele 1, 2, 3, n în g/s.m.

$b_{0,1}, b_{1,2}, b_{2,3}, \dots, b_n$ reprezintă distanțele dintre verticalele de măsurare a debitelor de aluviuni târâte.

Metoda grafomecanică se aseamănă ca procedeu de determinare a debitelor lichide calculate prin această metodă. Principiul presupune construirea deasupra profilului transversal a unei curbe definite de debitele elementare, din verticalele analizate, după care se planimetrează suprafața delimitată. La trasarea curbei, se va avea în vedere faptul că în apropierea malurilor, din cauza vitezelor reduse, transportul este nul și deci punctul inițial și final al curbei debitelor elementare se află între mal și prima sau ultima verticală. Debitul total rezultă din planimetrarea suprafeței înmulțită cu produsul scărilor.

Scurgerea de aluviuni pe râurile din România

Scurgerea de aluviuni, ca expresie a intensității proceselor de eroziune, este rezultanta întregului complex de factori fizico-geografici dintr-un bazin dat. Numărul elementelor care dimensionează acest component al regimului de scurgere este destul de mare și în analiza lui se impune a avea în vedere ponderea fiecăruia. Este necesar să ținem cont de rezistența pe care o opun rocile la acțiunea factorilor erozivi de coeziunea și permeabilitatea acestora, de gradul de acoperire cu vegetație, rolul protector al acesteia fiind dovedit prin cercetările întreprinse. Intervine apoi grosimea profilului de sol și a scoarței de alterare, starea de agregare a solurilor și textura acestora. Relieful își pune amprenta, prin gradul de fragmentare, prin panta și lungimea versanților, prin orientarea și gradul lor de insolație sau de umbră etc.

Pentru a cunoaște regimul de variație și repartitia spațială a scurgeri, de aluviuni în suspensie, se impune a analiza:

Scurgerea specifică de aluviuni în suspensie (r), care definește cantitatea de aluviuni scursă prin secțiunea unui râu, de pe o unitate de suprafață (hectar) în decursul unui an. Se exprimă în tone/ha an. Pentru caracterizarea scurgerii de aluviuni în suspensie se folosesc trei caracteristici principale:

1. *Scurgerea medie specifică de aluviuni în suspensie r în t/ha an* definește cantitatea de materiale solide scoase din bazin de pe suprafața unui ha în decurs de un an. De regulă, se referă la o perioadă multianuală pe care o caracterizează cel mai bine, dar poate fi aplicată și la perioada de un an.

2. *Scurgerea maximă specifică de aluviuni în suspensie (r_{max})* în t/ha se exprimă cantitatea de materiale scoase de pe suprafața de un ha într-un interval de timp dat. Se folosește în cazul în care se analizează situația viiturilor separate, la valoarea maximă dintr-un an sau din întreaga perioadă de observații.

3. *Scurgerea minimă specifică de aluviuni în suspensie (r_{min})* t/an este folosită în cazul în care interesează acest aspect, în general, pentru studiile de alimentări cu apă sau la alte diverse studii și proiecte.

Urmărind datele medii multianuale obținute la peste 200 stații hidrometrice din România, s-au remarcat două aspecte foarte importante pentru scurgerea de aluviuni în suspensie. Este vorba de variația debitelor de aluviuni în suspensie în lungul râurilor și de variația altitudinală.

În lungul râurilor principale din România (Someș, Mureș, Jiu, Olt, Argeș, Ialomița, Siret) se constată o legătură directă între debitele de apă și cele de aluviuni în suspensie. Aceasta presupune că o creștere a debitelor de apă atrage după sine și o creștere a debitelor de aluviuni în suspensie (Diaconu, 1971). Relația este stabilită sub forma:

$$\text{Log } R = 1,25 \log Q$$

Desigur că fiecare curs de apă, în funcție de ansamblul factorilor fizico-geografici, are câte o curbă, care este bine individualizată (fig. 82).

Cea de a doua legătură este stabilită între scurgerea medie specifică de aluviuni în suspensie și altitudinea medie a bazinelor hidrografice. Din analiza acestei relații, ca și din harta realizată se constată o legătură bună între debitele de apă și cele de aluviuni în suspensie în bazinele mici, situate în condiții fizico-geografice omogene. Cel mai bine sunt exprimate aceste relații pe râurile din Maramureș și din bazinul Someșului (cu excepția Someșului Mic, la peste 600 m), în bazinul Mureșului superior la peste 700 m și pe versantul sudic al Carpaților Meridionali la peste 1 000 m altitudine. (Diaconu, 1971).

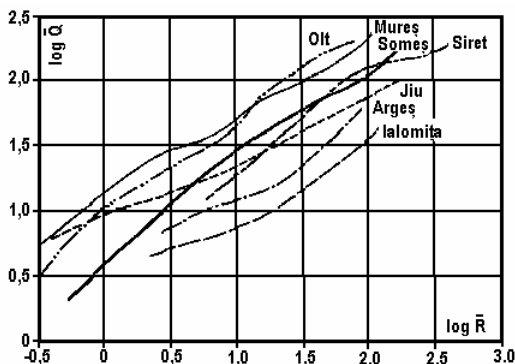


Fig. 82 - Legătura dintre debitul de aluviuni în suspensie R (kg/s) și debitul lichid Q (m³/s) în lungul principalelor râuri (după Diaconu, 1971)

Pentru clima sudică a Carpaților Meridionali și de la Curbură, variația debitelor de aluviuni în suspensie cu altitudinea medie a bazinului hidrografic prezintă o altă particularitate. Pornind de la culmile carpatice, cantitățile de aluviuni încep să crească spre regiunea subcarpatică unde ating cele mai mari valori (în Subcarpații de la Curbură) de peste 25 t / ha an (fig. 83). Pe acest segment se pune în evidență o relație inversă, dovedită pentru prima dată de C. Diaconu (1971), care a studiat foarte amănunțit relațiile existente între scurgerea lichidă și solidă în repartitie teritorială. Pentru bazine mici, aceste valori depășesc cu mult valorile medii, ajungând la 400 – 500 t/ha an. Ele sunt rezultatul unei intense acțiuni de eroziune și de transport favorizate fiind de rocile ușor friabile, de gradul mare de fragmentare a reliefului, de energia acestuia, de lungimea mică a versanților, de acțiunile de despădurire pe pante accentuate cu roci ușor friabile. De la acest maxim de eroziune din zona subcarpatică, valorile încep să scadă din nou spre câmpie, dar de data aceasta existând o relație directă între creșterea aluviunilor și altitudine.

Din analiza hărții scurgerii medii specifice de aluviuni în suspensie (r t / ha. an), se constată că cele mai mici valori sunt în Câmpia Română și în cea Banato-Crișană din cauza pantelor foarte mici și a energiei reduse a reliefului care nu favorizează procesele de eroziune. Valori la fel de mici (sub 0,5 t / ha an) se observă și în Carpații Meridionali și Apuseni, dar de data aceasta generate de roci cu rezistență mare la eroziune, chiar dacă pantele sunt accentuate și râurile au o forță erozivă ridicată (fig. 83).

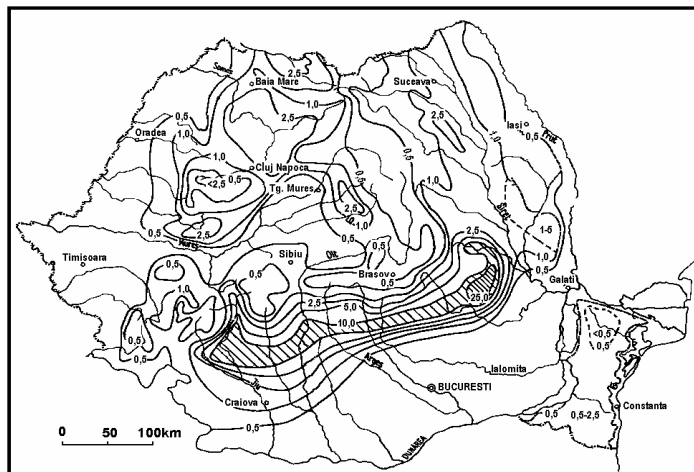


Fig. 83 – Scurgere medie de aluviuni în suspensie
(după Diaconu, 1971)

Analizând repartitia spaţială a turbidităţii cursurilor de apă, se remarcă o distribuţie asemănătoare cu valori mai mici de 100 g/m^3 în zona înaltă şi de câmpie şi cu cele mai ridicate valori în zona Subcarpaţilor Getici de peste $2\,500 \text{ g/m}^3$, pentru a se înregistra un maxim de $25\,000 \text{ g/m}^3$ în arealul Subcarpaţilor de la Curbură dintre Putna şi Buzău.

Analizând frecvenţa de apariţie a celor mai mari valori de turbiditate, acestea sunt strâns legate de producerea viiturilor din sezonul cald (mai-august), când apar şi cele mai frecvente ploi torenţiale. Sub aspect cantitativ există o serie de diferenţieri între debitul lichid şi cel solid. Astfel, dacă 80% din volumul de apă se scurge în 235 zile, acelaşi volum al debitului solid se realizează în timp de 115 zile. Dacă 50% din scurgerea lichidă se produce în 90 de zile, acelaşi volum al scurgerii solide se realizează numai în 20 de zile (Diaconu, 1971).

La nivelul României, s-a calculat o scurgere medie specifică de aluviuni în suspensie de $1,88 \text{ t / ha an}$, ceea ce corespunde unui volum de 44,5 milioane tone de materiale solide evacuate de râuri. Urmărind pe bazine hidrografice, se constată că partea vestică a României, inclusiv bazinul Cernei, care reprezintă 35% din teritoriu, are o scurgere medie specifică de aluviuni în suspensie de $1,0 \text{ t / ha an}$ şi contribuie cu 8,8 milioane tone la bugetul total. În schimb, partea aferentă restului bazinelor până la Prut, care însumează 65% din teritoriu, are o scurgere medie de aluviuni în suspensie de $2,4 \text{ t / ha. an}$ sau 35,7 milioane tone (Diaconu, 1971).

Regimul termic al apei

Căldura sau energia calorică pe care o posedă orice corp este o formă de energie, care poate fi ușor trecută de la un corp la altul sau de la un mediu la altul, în cazul unei diferențe de potențial termic. Ea este una dintre formele de energie internă, existentă la nivel molecular.

Un vas cu apă, în care lichidul este în repaus complet, are totuși o energie internă care permite mișcarea browniană a moleculelor, dar care nu poate fi văzută. Desigur că viteza acestora este cu atât mai mare cu cât temperatura este mai ridicată. Când moleculele de apă au suficientă energie, pot părăsi suprafața lichidului prin procesul de evaporare. Pentru a aprecia starea termică a apei, se impune a cunoaște câteva noțiuni importante.

Căldura specifică a apei este cantitatea de căldură necesară ridicării cu 1°C a temperaturii unei unități de un gram de masă.

Căldura latentă este cantitatea de căldură absorbită ori cedată în cursul modificării stării de agregare la presiune și temperatură constantă. Aceasta presupune că această căldură este absorbită ori eliberată numai la o transformare de fază.

Cantitatea de căldură înmagazinată sau cedată de apă la trecerea de la o stare de agregare la alta are o foarte mare importanță în natură, cunoscut fiind rolul moderator pe care-l au masele de apă în ponderarea condițiilor climatice. Aceasta se explică prin faptul că masele de apă se încălzesc mai greu decât cele de uscat, dar au și capacitatea de a reține mai mult căldura și de a o ceda într-un timp mai îndelungat.

Energia calorică, pe care o posedă masele de apă de pe suprafața planetei, provine de la energia solară și de la cea geotermală. Ultima este mult mai mică și nu se realizează decât punctual, prin izvoarele calde și prin activitățile post - vulcanice sau vulcanice actuale.

Cea mai mare pondere o are energia acumulată de masele de apă din radiația solară prin procesul de *insolație*, care însumează energia solară primită de o suprafață expusă, sub formă de radiație directă, difuză și de radiație a atmosferei.

Este cunoscut faptul că pentru emisfera nordică numai 47% din energia solară se primește la sol prin insolație directă și radiație difuză a cerului (Strahler, 1973). Această energie este absorbită și cedată diferit de masa de apă și de uscat, proces care mai depinde de latitudine și de altitudine. Prin influența factorilor meteorologici care își pun amprenta pe schimbul caloric dintre aer și apă se realizează și o legătură între temperatura apei din râuri și cea a aerului. Desigur că însușirile mediului acvatic de a se încălzi mai greu, dar și de a ceda

mai greu căldura înmagazinată se reflectă și în variațiile spațiale ale regimului termic al apelor din râuri.

Diferența de încălzire dintre apă și uscat, în condițiile aceleiași insolații, se explică prin faptul că transparența masei de apă permite pătrunderea radiațiilor calorice la adâncimi mai mari, căldura fiind repartizată la un strat mai gros de apă. În schimb, solul fiind opac, căldura este reținută numai la suprafața lui și, ca urmare, aceasta ajunge la o temperatură mai mare. Apoi, masele apelor se amestecă prin circulația verticală și orizontală, în timp ce în sol nu pot avea loc astfel de mișcări. Suprafața apei are o evaporare continuă și, ca urmare, este într-un proces de răcire continuă, în timp ce la suprafața solului acest proces este mult mai moderat. O altă cauză a contrastului termic o constituie faptul că o masă de apă are nevoie de o energie de cinci ori mai mare, pentru a-și ridica temperatura cu același număr de grade, în comparație cu solul, care are o căldură specifică mult mai mică comparativ cu apa (Strahler, 1973).

Variația temperaturii apelor curgătoare

Măsurarea temperaturii apei se face cu ajutorul termometrului cu mercur, care are subdiviziuni din 0,2 în 0,2 grade. Pentru ca măsurătorile să fie reprezentative, se impune ca temperatura să fie măsurată în curentul apei și nu la maluri sau în locuri în care este vegetație, sau stagnează apa. Măsurarea se face prin introducerea verticală a termometrului, menținerea lui în curent, cel puțin 5 minute, după care se face citirea, ținând rezervorul termometrului în apă. Dacă termometrul are carcasă cu păhărel, se poate scoate din apă în momentul în care se face citirea, dar să nu fie prea mult expus la soare. Măsurarea temperaturii încetează după 3 zile de la apariția primelor forme de gheață și se continuă după ce râul a fost eliberat de aceste formațiuni.

La râurile cu adâncimi mari, măsurătorile se pot face cu sticla batimetrică sau cu o sticlă simplă. Cu ajutorul unei astfel de butelii se recoltează proba de la adâncimea dorită, fie cu termometrul în butelie, fie se introduce după scoaterea probei și se așteaptă până se stabilizează mercurul, după care se citește temperatura.

Măsurători mai rapide și mai precise se pot face și cu aparatură modernă cu senzori special adaptați la astfel de măsurători, cu afișaj electronic, valorile obținute putându-se nota sau stoca direct în calculator pentru prelucrare. De regulă, aceste observații se fac la stațiile hidrometrice de două ori pe zi, când se fac și citirile pentru niveluri.

În analiza regimului termic al apelor curgătoare și în variația lui în timp și în spațiu se impune a avea în vedere atât caracteristicile legate de

dependența regimului termic al apelor de cel al aerului, cât și de particularitățile legate de volumul de apă, de caracteristicile scurgerii și ale secțiunilor transversale în profilul longitudinal (fig. 84). Astfel, în profil transversal, la râurile mici scurgerea, în funcție de debit, viteză

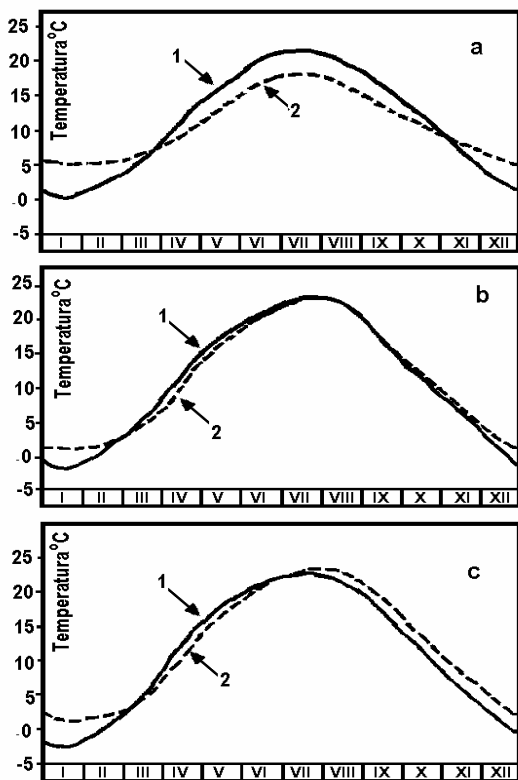


Fig. - 84. Variația temperaturii apei și aerului (valori medii lunare multianuale) la stațiile hidrometrice Câmpulung Moldovenesc, pe râul Moldova (a), Pitești-Ștrand, pe râul Argeș (b) și Giurgiu, pe fluviul Dunărea (c), 1. temperatura aerului, 2. temperatura apei (după Miță, 1986)

și rugozitate, realizează repede o omogenitate a temperaturii apei. La râurile mari însă, cum sunt Dunărea și chiar Oltul, Siretul, Mureșul, Someșul ș. a. se pot remarca o serie de mici diferențieri în secțiune transversală, între maluri, care în timpul verii pot avea temperaturi mai ridicate cu 1-2°C față de talveg și în timpul iernii, când temperaturile sunt mai coborâte la maluri.

În regiunea de munte se constată că în sezonul cald al anului temperatura apei este mai mică decât cea a aerului, în schimb, în sezonul rece situația este inversă (fig. 84a). În zona subcarpatică și de câmpie valorile temperaturii aerului și ale apei sunt foarte apropiate în

prima jumătate a anului din martie până în iulie, după care, din august temperaturile apei se mențin la valori mai ridicate ca ale aerului (fig.84b). În cazul Dunării această caracteristică este și mai evidentă pentru cea de a doua parte a anului, când valorile temperaturii apei sunt sensibil mai mari (fig. 84c).

Temperaturile extreme zilnice se produc cu o întârziere de 15 minute față de cele ale aerului, în funcție de debitul de apă.

În profilul longitudinal al râurilor din România se remarcă o scădere a temperaturilor medii ale apelor, de la munte spre câmpie, ca urmare a zonalității verticale a temperaturii apei râurilor.

Temperatura medie multianuală a apei râurilor relevă cele mai scăzute temperaturi, sub 5°C pe cele mai înalte culmi ale Carpaților Meridionali și Apuseni, după care valorile cresc treptat, cu scăderea altitudinilor, ajungând la peste 12°C în Câmpia Română (fig. 85). De la munte spre câmpie, gradientul mediu de creștere a temperaturii apei este de $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. În detaliu, se constată însă un gradient de $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ până la 400 m și de numai $0,33^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ peste această altitudine.

Temperaturile maxime ale apei râurilor se produc, de regulă, în intervalul iunie-august și variază între 12 și 22°C în regiunea montană, $18-30^{\circ}\text{C}$ în cea subcarpatică și $25-35^{\circ}\text{C}$ în cea de câmpie.

Temperaturile minime care se suprapun și cu fenomenele de iarnă se produc din decembrie până în februarie și chiar martie, fiind în jurul temperaturii de 0°C , dar și mai puțin (-2°C) la munte, unde viteza curentului este mare și apa nu poate îngheța la 0°C .

Fenomenele de îngheț

Apa înghețată, în stare cristalină, are moleculele aranjate într-o geometrie fixă și cu o mișcare vibratorie. Acestea, fiind imobilizate, nu au nevoie de energie și când trec în această stare eliberează în mediu un echivalent caloric de 80 cal/g. Gheața are o densitate de $0,916\text{ g/cm}^3$, fapt care-i permite întotdeauna să se mențină la suprafața apei, unde formează un strat protector, sub care temperatura este cuprinsă între 0° și $+4^{\circ}\text{C}$.

Forța expansivă a apei înghețate este foarte mare, fapt ce explică spargerea conductelor. Din această cauză, plantele odată înghețate nu-și mai revin, deoarece la înghețarea apei se sparg membranele celulare ale țesuturilor și planta moare.

Dată fiind legătura dintre temperaturile aerului și cele ale apelor din râuri, o scădere a temperaturilor sub 0°C atrage după sine, în funcție de durată și modificări în regimul termic al apelor.

Astfel de fenomene apar numai în perioada de toamnă-iarnă, după ce a trecut o perioadă de la înregistrarea temperaturilor negative ale

aerului. Din analiza sumei temperaturilor negative zilnice ale aerului ($\Sigma t^{\circ}\text{C}$) și grosimea stratului de gheață (H), s-a stabilit că între acestea este o bună legătură exprimată prin relația:

$$H = \rho \sqrt{\Sigma t} \quad (\text{la înghețul complet}),$$

în care ρ este un coeficient al condițiilor locale care are în vedere grosimea stratului de zăpadă peste gheață, viteza curentului etc. Din această legătură se constată că pentru râurile mari în care suma temperaturilor negative este între -800 -900°C , grosimea stratului de gheață poate ajunge până la 50 - 60 cm.

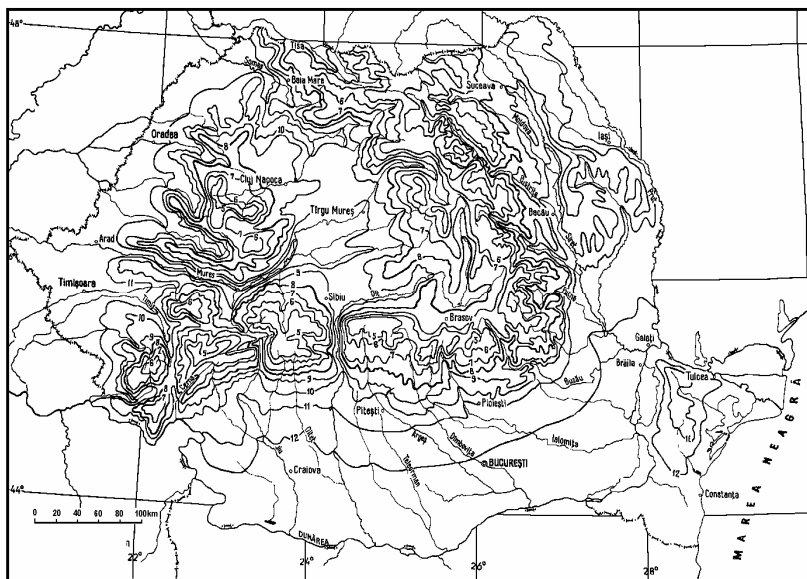


Fig. 85 - Temperatura medie anuală ($^{\circ}\text{C}$) a râurilor
(după Geografia României I, Geografia fizică, 1983).

Principalele tipuri de forme de gheață pe râuri sunt:

Acele de gheață sunt primele fenomene care se instalează la malurile râului, unde vitezele de curgere sunt mici, sub forma unor cristale transparente de gheață cu aspt de ace izolate sau sudate între ele.

Zaiul este constituit din cristale de gheață antrenate în masa de apă. Apare frecvent la cursurile de apă rezezi din zona de munte.

Gheața la fund, cu o structură spongioasă, se formează pe patul albiei sau pe obiectele din apă, în condițiile unei mase de apă suprarăcită, ca urmare a temperaturilor negative ale aerului.

Gheața la mal presupune un proces avansat de îngheț când, la maluri, pe sectoarele cu viteze mici, acele de gheață sunt unite sub forma unei fâșii înguste de lungimi și lățimi variate, în funcție de intensitatea gerurilor (fig.86a).

Fenomenul de răcire a masei de apă continuând, se pot forma cristale de gheață și în jurul particulelor de aluviuni în suspensie sau a celor de pe fundul albiei. În cazul în care aceste cristale se desprind de pe suportul lor și ajung la suprafața apei, pot duce la formarea unui strat de *gheață spongioasă*.

Sloiurile de gheață reprezintă bucăți de gheață, care plutesc la suprafața apei. Aceste sloiuri pot fi mici și rare, mici și dese, mari și rare, mari și dese, sau pot apare ca îngrămădiri de sloiuri.

Curgerea sloiurilor este generată, de regulă, de procesul de încălzire și de rupere a bucăților de gheață din gheața de la mal, sau din podurile de gheață sparte. În general, gheața la mal și sloiurile apar în prima și în a doua decadă a lunii decembrie și au o frecvență mai redusă pe râurile din partea de vest a României. În schimb, pe râurile de munte și din partea de nord-est, ele apar în cea de a treia decadă a lunii noiembrie.

Năboiul este o gheață buretoasă, care plutește în îngrămădiri nelegate între ele. Este format din plăcuțe de gheață, gheață spongioasă și zăpadă. Poate fi și el apreciat ca fiind rar, potrivit și des.

Podul de gheață presupune înghețarea râului de la un mal la celălalt, cu un strat continuu de gheață (fig. 86c). Procesul nu se poate realiza decât prin câteva faze intermediare, dintre care cea mai importantă este aceea a podului de gheață cu ochiuri libere de apă, în zona centrală unde sunt viteze mai mari (fig. 86b). De regulă, el rezultă din unirea gheții la mal care se tot extinde până ce acoperă întreaga secțiune. Procesul este favorizat și de configurația albiei, de existența unor obstacole în calea curgerii sloiurilor care, fiind blocate îngheață dau naștere podului de gheață. Podul de gheață se formează în condițiile unor perioade mai îndelungate cu temperaturi negative (1-40 zile), instalându-se, de regulă, în cea de a treia decadă a lunii decembrie și prima decadă a lunii ianuarie și ceva mai devreme în nordul și estul țării (*Geografia României, I, Geografia Fizică*, 1983). În funcție de condiții, se întâlnesc mai multe situații ale podului de gheață, ca:

Podul de gheață suspendat, în cazul albiilor înguste, cu gheața bine prinsă de maluri, când se înregistrează o scădere a nivelurilor și rămâne un spațiu între gheață și suprafața apei (fig. 86d).

Apa peste pod de gheață, în cazul în care se produce un dezgheț în amunte și o creștere a volumului de apă, care se scurge peste gheață.

Poduri de gheață suprapuse, când apa care este peste gheață, îngheață din nou și generează alt pod care poate fi, sau nu, unit cu primul.

În România, durata podului de gheață variază în medie de la 20-40 de zile pe râurile din vestul țării la 60-80 în depresiunile intramontane pe râurile din Maramureș și din Moldova. Cele mai lungi perioade cu pod de gheață s-au înregistrat pe Bistrița Aurie la stația Dorna Giumalău (117 zile) în iarna 1953-1954 și pe Olt la Sâncrăieni (114 zile).

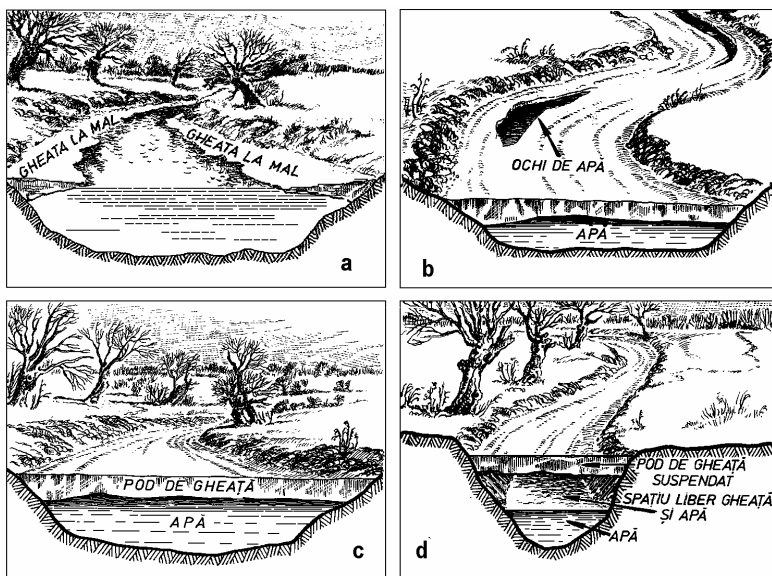


Fig. 86 - Forme de gheață pe râuri: a, gheață la mal; b, pod de gheață cu ochiuri de apă; c, pod de gheață continuu; d, pod de gheață suspendat (după Diaconu și colab., 1997)

Zăpoarele sunt îngrămădiri de sloiuri în anumite sectoare de râu mai înguste, la pilonii podurilor sau la diferite obstacole în calea curgerii lor. Astfel de cazuri sunt foarte frecvente la râurile din emisfera nordică, care curg de la sud spre nord, unde topirea ghețurilor începe de la izvor spre vărsare. Pe Dunăre cele mai favorabile sectoare de formare a zăpoarelor sunt în zona Calafat - Ciuperceni, la cotul Pisicii ș.a. Îngrămădirea masivă a sloiurilor formează un adevărat

baraj în calea apelor, care, neavând secțiune de scurgere, duc la creșteri de nivel și uneori produc pagube importante zonelor riverane.

Pe Dunăre cel mai spectaculos zăpor s-a produs, în anul 1838, în zona orașului Budapesta, când nivelurile în spatele zăporului au crescut cu doi m, deși debitele Dunării nu erau decât de 5 000-6 000 m³/s . Atunci, nivelurile crescute, ghețurile și vântul au afectat mult orașul Pesta, distrugând în total 4 254 de case, ceea ce reprezenta 53,6% din fondul de locuințe al acestei părți din capitala Ungariei, fiind inundată și o suprafață de 6 000 km². Durata totală medie multianuală a formațiunilor de gheață variază între 20-40 zile pe râurile din partea de vest a României și peste 100 zile pentru depresiunile din estul Transilvaniei, din nordul Carpaților Răsăriteni, Bistrița Aurie, Dorna). Fenomenele de iarnă au o puternică influență asupra scurgerii râurilor. Pe râul Mureș, de exemplu, în iarna 1971-1972, pe sectorul Suseni-Glodenii erau stocați sub formă de gheață 2 000 000m³ de apă, ceea ce reducea scurgerea cu 30 %.

În astfel de situații, pentru a determina debitul real, în condițiile podului de gheață, se aplică un coeficient de corecție de 0,65. Raportul $K_i = Q_i / Q$ sau coeficientul de reducere are valori din ce în ce mai mici, pe măsură ce grosimea podului de gheață crește, încât la înghețul total $K_i = 0$.

Instrumente pentru măsurarea fenomenelor de îngheț. Observațiile și măsurătorile asupra fenomenelor de iarnă se efectuează de către persoane calificate sau instruite, la posturile hidrometrice și se înscriu în carnetul de observații. Se notează astfel data la care s-a semnalat fenomenul, tipul acestuia, iar în cazul în care apare podul de gheață se efectuează măsurători asupra grosimii acestuia.

În acest sens, se folosește *clupa de gheață* introdusă într-o copcă de gheață pe care o face observatorul. Aceasta este o riglă gradată, cu un braț fix și unul mobil (fig. 87). Se introduce clupa în copcă, brațul fix se pune la partea inferioară a gheții, iar cel

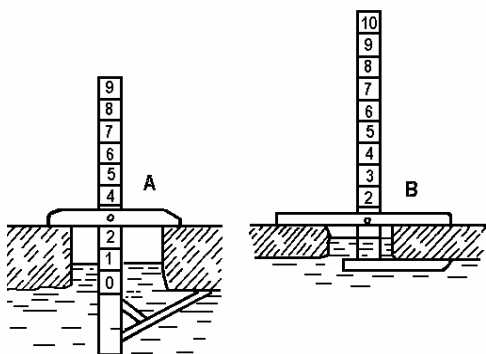


Fig. 87 - Măsurarea grosimii stratului de gheață cu clupa cu braț mobil (după Diaconu și colab., 1997)

mobil deasupra. Distanța dintre cele două brațe ne va preciza grosimea podului de gheață care se citește pe rigla gradată. Sunt două tipuri de astfel de clupe. La primul tip citirile se fac sub brațul mobil (fig. 87A), iar la cea de a doua se fac deasupra brațului (fig. 87B).

Fenomenele de îngheț pe râurile din România

Pe râurile României prima lucrare asupra fenomenelor de îngheț pe Dunărea inferioară a efectuat-o St. Hepites, în 1882. Problema a fost reluată de I. Ionescu, în 1908, Gr. Vasilescu în 1928, Th. Voiosu 1951, G. Mirică, în 1958, M. Semenescu, în 1960, C. Constantinescu în 1964, A. C. Banu și L. Rudescu, în 1965, P. Miță, în 1986. Tot pentru Dunăre, problemele fenomenelor de îngheț au fost profund analizate și de alți cercetători din cadrul ISCH și apoi IMH, fiind concludente lucrările *Zona de vărsare a Dunării*, publicată în 1963 și *Dunărea între Baziaș și Ceatal Izmail*, în 1967.

Regimul termic al apei râurilor interioare se bucură de atenție și în *Monografia Geografică* din 1960, în *Râurile României* din 1971 și în studiul aprofundat, publicat de P. Miță, în 1986.

Regimul termic al apei râurilor din România este rezultatul regimului de insolație în condițiile climatului temperat continental, a condițiilor locale, inerției termice a apei și a influenței celor trei mari tipuri de circulație a maselor de aer.

Pe râurile interioare, fenomenele de îngheț încep cu ace de gheață, gheață la mal și sloiuri, din cea de a doua decadă a lunii noiembrie, până în prima decadă a lunii decembrie, în partea de nord-est a României și în cea de a treia decadă a aceleiași luni în Câmpia de Vest și în zona de influență mediteraneană din Munții Banatului și din Oltenia de sud-vest.

Disparația fenomenelor începe din partea de vest și de sud-vest, în prima decadă a lunii februarie și se încheie în cea de a doua decadă a lunii martie, în partea de nord-est a României.

Podul de gheață apare după gheața la mal și a sloiurilor, după un interval cuprins între 1 și 40 de zile, în condițiile menținerii unor temperaturi negative. De regulă, se instalează în cea de a treia decadă a lunii decembrie și în prima decadă a lunii ianuarie. Durata podului de gheață este de 20-40 de zile pe râurile din partea de vest a României și de 40-60 de zile pe râurile din depresiunile intramontane ale Transilvaniei, din Maramureș și din Moldova.

Durata totală a formațiunilor de gheață este, de regulă, de 20-40 de zile în partea de vest și ajunge la peste 100 de zile în depresiunile intramontane din Transilvania și în nordul Carpaților Răsăriteni.

Chimismul apei râurilor

Formarea compoziției chimice a apelor este un proces complex determinat atât de factorii naturali, cât și de cei antropici. Se cunoaște că ciclul apei are mai multe verigi, în care apa, elementul vieții, vine în contact cu atmosfera și litosfera, de unde, prin procesele elementare de dizolvare, oxidare și hidratare se încarcă cu o serie de elemente chimice care-i modifică compoziția.

În momentul în care se evaporă de pe suprafața oceanelor, mărilor, lacurilor, râurilor sau de pe uscat, apa este pură. În circulația ei prin atmosferă, sub formă de vapori sau de picături de apă, ea se încarcă cu oxigen, cu dioxid de carbon sau cu alte gaze existente în atmosferă și își schimbă compoziția inițială. În plus, trecerea vaporilor prin zone cu o activitate industrială puternică, care emană oxizi de sulf sau de azot, determină o modificare a compoziției și o transformare a picăturilor de apă în picături de acid sulfuric sau azotic. Dacă aceste picături sunt antrenate de nori, ele generează ploile acide care pot produce fenomenul de uscare a vegetației.

În regim natural, ploile care cad la suprafața solului, au deja dizolvată o mică cantitate de dioxid de carbon și au deci un caracter puțin acid și agresiv. La suprafața uscatului, apele de ploaie pot urma două căi, în funcție de care și gradul lor de încărcare cu elemente chimice va fi altul.

Cele care se scurg la suprafața solului au un circuit mai rapid și o posibilitate mai mică de dizolvare. În schimb, cele care urmează calea subterană au mult mai multe posibilități de a se încărca cu elemente chimice dizolvate din rocile prin care circulă. În multe cazuri, gradul de încărcare a acestora este mare și pot apare la suprafață și sub forma de izvoare minerale. Dacă drumul lor în subteran este mai scurt și perioada de contact cu rocile mai mică, gradul lor de încărcare este mai redus. În cazul în care aceste ape alimentează râurile ele au un grad de mineralizare mai mare ca apele din scurgerea de suprafață.

În realizarea acestui proces de încărcare a apei cu diferite elemente chimice un rol important îl au rocile peste care trece apa, temperatura, starea de dezagregare a rocii, starea ei de spălare anterioară etc.

Dacă la aceste căi mai adăugăm deșeurile societății moderne sau substanțele antrenate din apele menajere sau industriale insuficient epurate, vom putea completa multitudinea de surse, care pot modifica compoziția chimică a apelor, ce poate merge până la degradarea lor completă din punct de vedere calitativ.

Elementele sau compușii acestora, dizolvate în apele curgătoare, pot fi ionici, nonionici sau sub forma gazelor dizolvate.

Elementele ionice sunt reprezentate de atomii sau grupele de atomi ai elementelor dizolvate în apa râurilor, încărcate cu o sarcină electrică, pozitivă sau negativă. Din aceste puncte de vedere, deosebim:

Cationi sau ionii care poartă una sau mai multe sarcini elementare pozitive, cum sunt: H^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , Al^{+++} .

Anioni, ionii care poartă una sau mai multe sarcini negative, cum sunt: Cl^- , CO_3^{--} , SO_4^{--} , PO_4^{--} .

Dintre cei mai importanți anioni și cationi existenți în apele naturale, menționăm :

Cationii de Na^+ , K^+ , Ca^{++} și Mg^{++} sunt elemente importante, din punct de vedere cantitativ, care se găsesc frecvent în apele de suprafață.

Sodiul (Na^+) apare în apele care drenează formațiuni salifere sau regiuni aride de unde spală eflorescențele de săruri de la suprafața solului.

Potasiul (K^+) se găsește în cantități mai mici în apele naturale.

Calciul (Ca^{++}) și *magneziul* (Mg^{++}) se întâlnesc, de regulă, în toate apele care spală depozitele de roci carbonatice, cum sunt calcita, dolomitul, gipsul, magnezitul și mica.

Fierul se găsește ca fier bivalent (Fe^{++}) sau trivalent (Fe^{+++}), sub formă de coloizi sau de compuși, cu o serie de alte substanțe organice.

De la diferite unități industriale pot fi deversate apele uzate care conțin o serie de cationi, cum ar fi, cuprul, zincul, cromul, seleniul, arseniu, bariu, cadmiu etc.

Carbonații (CO_3^{--}) provin din descompunerea și dizolvarea calcarelor și a feldspatilor de către apa din precipitații încărcată deja cu dioxid de carbon. Prin aceste procese se ajunge la formarea *bicarbonaților* (HCO_3^-), care se găsesc frecvent în apele naturale.

Sulfatii (SO_4^{--}) provin, în special, din dizolvarea gipsului existent în cantități mari în compoziția unor roci sedimentare sau chiar sub formă de zăcământ.

Clorurile (Cl^-) sunt prezente în cantități mici în general, dar și din abundență în arterele care drenează sedimente de origine marină sau salifere. Apele menajere și industriale pot conține o serie de anioni, ca: cianură, bromură, fosfați și nitrați. Ultimele două pot proveni și din spălarea lor de pe terenurile agricole unde se folosesc ca substanțe fertilizante. În acest caz, este însă foarte periculoasă antrenarea lor în adânc și contaminarea apelor freatice care în felul acesta pot deveni inutilizabile pe perioade lungi de timp.

Compușii nonionici sunt reprezentați, de regulă, de *dioxidul de siliciu* (SiO_2) sau silicea care ajunge în apele râurilor din spălarea rocilor vulcanice .

Fenolul este prezent în ape mai mult ca rezultată a deversărilor de la o serie de fabrici și rafinării. Este foarte periculos pentru fauna piscicolă și prin mirosul neplăcut care face apele inutilizabile pentru alimentarea cu apă potabilă și chiar în alte scopuri.

Tot în această categorie pot intra și o serie de substanțe poluante sub forma detergenților sau a unor substanțe petrolifere.

Gazele dizolvate. Compoziția chimică a apelor este în mare măsură influențată și de o serie de gaze dizolvate, cum sunt oxigenul, dioxidul de carbon, hidrogenul sulfurat sau metanul.

Oxigenul (O_2) este înglobat în compoziția chimică a apei încă din faza de vapori sau picături (atmosfera având 21% oxigen), din contactul pe care-l are suprafața apelor cu atmosfera (o suprafață agitată dizolvând mai mult ca una liniștită), ca și din procesul de fotosinteză a unor plante acvatice. Cantitatea de oxigen în mg/l este invers proporțională cu temperatura, fiind, de exemplu, de 13,4 mg/l la 4°C și de numai 7,5 mg/l la temperatura de 30 °C (Gâstescu, 1998).

În cazul râurilor, omogenizarea masei de apă se realizează repede, încât întreaga masă de apă are aceeași cantitate de oxigen.

Oxigenul dizolvat (O_2) se poate exprima și în procente, care se determină prin raportul dintre concentrația oxigenului dizolvat în proba analizată (C) mg/l și concentrația la saturație a oxigenului la temperatura probei în momentul recoltării (C_o), mg/l multiplicat cu 100.

$$Q_2\% = (C/C_o) 100$$

Conținutul de oxigen este un bun indicator al calității apei. De regulă, valorile oxigenului dizolvat sunt inferioare valorilor de saturație, diferența fiind determinată de volumul substanțelor organice în descompunere, care sunt mari consumatoare de oxigen. Deci, cu cât cantitatea de oxigen este mai mică, cu atât gradul de impurificare a apelor este mai mare. Tot în scopul aprecierii calității, se folosesc ca indicatori consumul chimic de oxigen (CCO) și consumul biochimic de oxigen (CBO) care generează cerința de oxigen (chimic și biochimic) necesar procesului de descompunere a materiei organice existentă în masa de apă la un moment dat.

Conținutul în oxigen al apelor de pe teritoriul României este bogat în regiunea de munte, unde se apropie de saturație, ca urmare a temperaturilor scăzute și a agitației apelor și scade pe măsura trecerii în zona subcarpatică și de câmpie, unde are cele mai mici valori.

Dioxidul de carbon (CO_2) este preluat din atmosferă, care-l conține în proporție de 0,033 %, provenit din procesele de ardere și de oxidare și consumat în procesele de fotosinteză. Conținutul apei în CO_2 este direct legat cu pH-ul și cu alcalinitatea, conform relației:

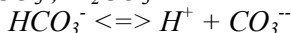
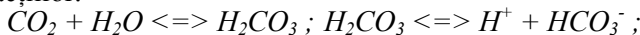
$C = K p$, în care :

C - reprezintă cantitatea de CO_2 (mg/l);

p - presiunea parțială din atmosferă și

K - un factor de proporționalitate, în funcție de temperatură.

În apă, dioxidul de carbon trece prin reacții reversibile în acid carbonic, care prin disociere trece în bicarbonat și carbonat, conform reacțiilor.



Hydrogenul sulfurat (H_2S) apare mai frecvent în apele subterane, în bazine lacustre și marine închise, cum este Marea Neagră, care-l conține în mare cantitate la adâncimi mai mari de 200 m. El rezultă din procesul de descompunere a substanțelor organice, care are loc cu consum de oxigen și prin reducerea sulfaților din sedimentele sapropelice de fund (Gâstescu. 1998). Apele cu H_2S au agresivitate ca urmare a faptului că oferă un mediu prielnic pentru dezvoltarea bacteriilor.

Metanul (CH_4) se întâlnește, de regulă, în apele de zăcământ și în izvoarele care spală șisturile bituminoase. El provine din descompunerea substanțelor organice și din mături și se întâlnește și în apropierea complexelor zootehnice, tot ca urmare a proceselor de descompunere a unor substanțe organice.

Desigur că existând dizolvate, toate aceste gaze și elemente chimice prezente sub formă ionică, nu pot fi determinate prin filtrare o dată cu substanțele solide.

Pentru a avea o imagine asupra gradului de mineralizare, se fac analize chimice, în care se determină, în laborator, conținutul ionic pentru fiecare element constituent al compoziției chimice. Se poate efectua și o apreciere globală, folosind metoda *reziduiului fix*, care reprezintă totalitatea substanțelor organice și anorganice dizolvate în apă și care nu sunt volatile la $105^\circ C$. Procesul constă în determinarea, cu balanța analitică, a greutății (C) unui pahar Berzelius, după care se pune în el o cantitate cunoscută de lichid (V), care se evaporă și se recântărește paharul (G). Pe pahar rămân toate substanțele și elementele dizolvate în apă. Mineralizarea apei (M) se determină prin diferența de greutate a paharului plin și gol, raportându-se conținutul la volumul de lichid, multiplicat cu 1 000.

$$M = [(G - C) / V] \cdot 1\,000. \text{ (mg/l)}$$

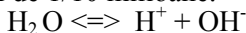
Însușirile fizico-chimice ale apelor

Tipul și ponderea elementelor și a substanțelor dizolvate determină compoziția chimică a apelor și o serie de însușiri fizico-chimice ale acestora.

Aciditatea este exprimată de concentrația ionilor de hidrogen (H^+) liber conținut (pH), care se definește ca logaritmul negativ, în bază 10 al ionilor de hidrogen.

$$pH = -\log(H^+) \text{ sau } pH = \log(1/H^+)$$

Ionii de hidrogen rezultă din scindarea moleculelor de apă, reacție care se produce în raportul de 1/10 milioane.



O apă chimic pură la temperatura de $+25^\circ C$ are concentrațiile ambelor categorii de ioni (H^+ și OH^-) egale cu 10^{-7} , de unde și semnificația pH-ului de 7, în cazul în care avem o soluție neutră. Pornind de la acest prag, o creștere a ionilor de H^+ în defavoarea OH^- face ca pH să scadă, trecând spre zero, în domeniu acid și invers, creșterea radicalului OH^- face ca pH-ul să treacă de 7 cu tendința de a ajunge la 14 (tabelul 7). În apele naturale pH normal este cuprins între 6 și 8,5, de valoarea lui fiind legat și modul de folosire a apelor. În cazul apelor acide, pH-ul poate fi și sub 4,5.

Practic, aciditatea este capacitatea apei de a neutraliza prin prezența acidului carbonic, a acizilor minerali liberi, o cantitate echivalentă de componenți bazici (Gâștescu, 1998).

Tabelul 7

Valorile pH-ului în funcție de concentrația ionilor de H^+ .

H	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁰	10 ⁻¹¹	10 ⁻¹²	10 ⁻¹³	10 ⁻¹⁴
PH	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	foarte acid			acid		slab acid		neutru	slab alcalin		alcalin		foarte alcalin		
mediu acid								neutru	mediu bazic						

Alcalinitatea se datorește prezenței în apă a hidroxidului, a carbonatului acid și a bicarbonatului. Ea definește numărul de miliechivalenți de ioni de hidrogen neutralizați într-un litru de apă de mare la temperatura de $20^\circ C$. Se determină prin titrare cu un acid puternic, până se înlocuiește suma anionilor implicați, astfel ca pH-ul să ajungă la 4,5.

Alcalinitatea totală egalează duritatea și corespunde conținutului în ioni bicarbonați.

Duritatea ($^{\circ}dh$) este o proprietate caracteristică a apei, definită ca suma concentrației cationilor, cu excepția celor de H^+ și ai metalelor

alcaline. Practic, ea este dată de ionii de Ca și Mg la care uneori se mai asociază și Fe și Al. Prezența acestor săruri în apă se recunoaște prin faptul că săpunul nu face spumă, legumele fierb foarte greu, iar pe pereții vaselor se depun săruri la fierbere. Se exprimă în grade franceze, engleze, americane și germane. La noi se acceptă gradele germane și se calculează, cunoscând că 1 miliechivalent de duritate corespunde cu 20,04 mg/l Ca^{++} sau 12,16 mg./l Mg^{++} deci 2,8 grade germane ($^{\circ}\text{dhG}$). Un grad de duritate este echivalent cu 10 mg/l CaO sau 7,14 mg/l de MgO sau 24,3 mg/l de Ca CO_3 . Un grad francez de duritate corespunde cu 10 mg/l CaCO_3 sau 5,728 mg/l CaO. Duritatea poate fi totală, permanentă sau temporară.

Duritatea totală este dată de totalitatea sărurilor de Ca și Mg (cloruri, bicarbonați, sulfati, nitrati). Ea rezultă din însumarea durităților, temporară și permanentă.

Duritatea temporară este dată de cantitatea de carbonați și bicarbonați care pot fi eliminați prin fierbere, depunându-se pe pereții vaselor.

Se exprimă prin conținutul de CaCO_3 în grade germane. În funcție de % de CaCO_3 , o apă poate fi:

- moale < de 9 mg CaCO_3 /l
- mijlocie < 9 - 25 mg CaCO_3 /l
- dură > 25 mg Ca CO_3 /l

Duritatea permanentă reprezintă partea din duritate, legată de anionii din cloruri, sulfati și nitrati solubili, care se mențin și după precipitarea carbonaților.

După duritate, apele din natură pot fi împărțite în patru categorii:

- foarte moi (0-3 $^{\circ}\text{dhF}$, 0-2 $^{\circ}\text{dhG}$);
- moi (3-15 $^{\circ}\text{dhF}$, 2-8 $^{\circ}\text{dhG}$);
- dure (15-30 $^{\circ}\text{dhF}$, 8-17 $^{\circ}\text{dhG}$);
- foarte dure (peste 30 $^{\circ}\text{dhF}$, >17 $^{\circ}\text{dhG}$);

Conductibilitatea electrică este capacitatea apelor de a fi bune conducătoare de electricitate. Aprecierea conductivității se face cunoscând *conductanța electrică specifică*, care este capacitatea unui volum cu latura de 1 cm, dintr-o soluție, de a conduce curentul electric. Este, deci, o mărime inversă rezistenței electrice unei soluții, care se află între doi electrozi la distanță de 1 cm, cu o suprafață de 1 cm^2 .

Conductibilitatea are ca unitate de măsură micromho (μmho), care este a milioana parte dintr-un mho. Între conductivitate și cantitatea de sare există o legătură foarte bună, pe baza căreia s-a stabilit că mineralizarea (M) depinde de rezistența specifică (R) la 20 $^{\circ}\text{C}$ exprimată în ohm cm.

$$\log M = 0,1229 \log^2 R - 1,81 \log R + 7,22$$

Conductivitatea electrică are valori mai scăzute la apele bogate în bicarbonat și sulfat de calciu și mai crescute la cele sărate.

Pe baza relației amintite, sunt construite aparatele moderne, care, pe baza rezistenței electrice, permit determinarea cantităților de săruri sau a gradului de mineralizare a apelor.

Pentru determinarea pH-ului, a gradului de mineralizare, a conținutului de oxigen și a altor caracteristici ale apelor, există aparate speciale de laborator și de teren cu senzori și cu afișare electronică a rezultatelor.

Radioactivitatea apelor este determinată de degajările de radium sau de sărurile radioactive de uraniu, toriu sau de sodiu, solubile în apă. Este o caracteristică importantă pentru apele subterane, pentru cele reziduale sau deversate de la instalațiile de răcire a centralelor termoelectrice.

Se măsoară cu aparate de tip Geiger-Müller și se exprimă în *émane*, unitate *mache* (UM) sau *Curie*.

Unitatea mache este concentrația de radon la un litru de apă, care emite o radiație de 0,001 unități electrostatice și este egală cu 3,6 *émane* (10^{-3} unități electrostatice).

Unitatea Curie, mai mult folosită, este cantitatea de emanații în echilibru cu 1 g de radium element. Apele sunt considerate radioactive, când valoarea este mai mare de 3,5 UM (unitate mache) sau când au 0,001274 milimicrocurie (Gâstescu, 1998).

Densitatea apei este definită ca raport între unitatea de masă și de volum exprimată în g/cm^3 sau kg/m^3 , fiind luată ca etalon apa distilată la temperatura de $+4^\circ\text{C}$ și presiune normală. Desigur că densitatea variază și ea în funcție de gradul de încărcare cu aluviuni, de gradul de mineralizare și de temperatură. Este cunoscut că apa are cea mai mare densitate la temperatura de $+4^\circ\text{C}$ și acest lucru este esențial pentru viața acvatică. La temperaturi mai mari și mai mici apele au densități mai mici și tind a se ridica la suprafața masei de apă. Din aceste motive, în bazinele acvatice, în special la lacurile sărate, se remarcă o foarte bună stratificație termică pe verticală.

Transparența apei este calitatea de a lăsa să treacă prin ea energia luminoasă. Se măsoară cu un disc alb cu diametrul de 30 cm (discul Secchi), care se cufundă în apă și se notează adâncimea, la care nu se mai percepe bine conturul discului. Măsurătoarea trebuie să se facă pe timp senin. În laborator pentru măsurarea acestei însușiri se folosește fotometrul.

Turbiditatea este dată de cantitatea de particule organice și anorganice în suspensie într-un volum de apă din râuri, lacuri, mări etc.

Însușirile organoleptice ale apelor sunt indicatoare ale stării de calitate și a unor caracteristici fizico-chimice ale acestora.

Culoarea apelor poate fi dată de cantitatea de materiale existente în suspensie sau în soluție. Acestea pot fi o serie de materiale minerale sau organice rezultate din descompunerea vegetației, a organismelor de tipul planctonului sau din deversarea apelor reziduale. Culoarea apei se poate aprecia pe baza unei probe pusă într-o eprubetă și comparată pe scara calorimetrică de platin-cobalt sau bicarbonat-cobalt.

În aprecierea culorii se impune a cunoaște că ionii de fier dau o culoare de la galben la brun-roșcat, cei de cupru dau albastru. Apele din turbării au culoarea galben-roșcată, iar cele care conțin argilă coloidală galben-brună,

Gustul este o însușire care se determină numai la apele potabile. De obicei, o apă bună este fără gust, dar în funcție de compoziția chimică și de substanțele dizolvate, această însușire poate varia de la un gust plăcut până la dezagreabil (tabelul 8).

Tabelul 8

Clasificarea apelor după gust și intensitatea acestuia

Gustul	Intensitatea	Gradul de intensitate
Fără gust	fără gust	0
Perceptibil (numai de un cercetător experimentat)	foarte slab	1
Perceptibil (în mod obișnuit)	Slab	2
Net perceptibil	Perceptibil	3
Suficient de puternic, pentru a face apa neplăcută la gust	Pronunțat	4
Atât de puternic, încât nu se poate bea	Foarte puternic	6

Gustul se apreciază ca plăcut la apele bicarbonato-calcice, bine aerisite și oxigenate, sau dezagreabil la cele sărate sau poluate. În funcție de compoziție, gustul poate fi dulce, amar, acru sau alcalin, metalic, de rugină etc.

Mirosul apelor rezultă din substanțele volatile pe care le conțin, a gazelor dizolvate, a reziduurilor menajere etc. Cele mai frecvente mirosuri sunt cele de hidrogen sulfurat, de ape menajere. Mirosul se poate nota ca fiind aromatic, de baltă, de lemn umed, de mușcăi, de pământ, de pește, de iarbă cosită, clorurat, de hidrocarburi etc.

Clasificarea apelor naturale, din punct de vedere chimic

În funcție de scopul urmărit, pentru clasificarea apelor se pot folosi drept criterii, pe de o parte, compoziția chimică, scoțând în evidență

diferitele tipuri hidrochimice și, pe de altă parte mineralizația totală a acestora.

După compoziția chimică, apele se pot clasifica numai pe baza analizelor de laborator, care se fac la probele recoltate în secțiunile de măsurare și a altor caracteristici hidrologice.

Pentru a se realiza o astfel de clasificare, se impune transformarea cantităților exprimate în mg/l în buletinul de analiză în % sau în miliechivalenți, folosind coeficienți de transformare.

Pentru o astfel de clasificare, primul termen este oferit de anionul principal rezultat, cantitativ, din buletinul de analiză, care dă și denumirea clasei. De exemplu, HCO_3^- indică o apă bicarbonată, cel de CO_3^{--} carbonată, SO_4^- sulfată sau Cl^- clorurată. Cel de al doilea termen al clasificării este dat de ponderea cationilor principali Ca^{++} Mg^{++} Na^+ , care definesc tipul.

Clasificările cele mai mult folosite sunt ale lui Alehin (1952) și Sulin. Alehin definește trei clase hidrochimice de bază (bicarbonate, sulfatate și clorurate), fiecare cu câte trei tipuri de cationi principali (Ca, Mg, Na) (tabelul 9).

Tabelul 9

Clasificarea apelor naturale, după O.A. Alehin

	Ape naturale								
Clase	Bicarbonatate			Sulfatate			Clorurate		
Grupe	Ca	Mg	Na	Ca	Mg	Na	Ca	Mg	Na

Sulin deosebește patru tipuri de ape, și anume: sulfato-sodice, hidrocarbonato-sodice, cloruro-magneziene și cloruro-calcice, cu mai multe grupe și subgrupe, în funcție de originea apelor (continentale, marine, subterane de adâncime). Primele două clase sunt astfel definite de raportul dintre diferența ionilor de sodiu și de calciu raportată la radicalul SO_4 . Când acest raport este subunitar, avem ape sulfato-sodice, iar când este supraunitar apele sunt hidrocarbonato-sodice. Diferența dintre ionii de clor și de sodiu, raportată la ionul de magneziu, definește apele cloro-magneziene, când raportul este subunitar $(\text{Cl}-\text{Na})/\text{Mg} < 1$, și pe cele cloruro-calcice, când raportul este supraunitar $(\text{Cl}-\text{Na})/\text{Mg} > 1$.

După gradul de mineralizare, care este dat de totalitatea ionilor dizolvați, deosebim mai multe categorii de ape:

- dulci*, care au sub 1 g de săruri la litru;
- salmastre*, cu 1 la 25 g de săruri la 1 litru de apă;
- sărate*, care au între 25 - 50 g/l;
- suprasărate*, care conțin peste 50 g/l.

Mineralizarea apelor dulci sub 1g/l se exprimă în mg/l. Limita dintre apele dulci și cele salmastre este dată de perceperea gustului sărat de către om. Între apele salmastre și cele sărate s-a luat ca limită, cantitatea de 24,692 g/l la care temperatura de îngheț este de $-1,33^{\circ}\text{C}$. Limita dintre apele sărate și suprasărate s-a considerat a fi de 50 g/l, valori mai mari întâlnindu-se numai în lacurile sărate de pe masivele de sare. În cazul râurilor, gradul de mineralizare este sub 1 g/l, valori mai mari fiind numai în cazul cursurilor de apă, care primesc ape de pe masivele de sare sau din lacurile sărate.

Chimismul apei râurilor din România

Fiind rezultanta proceselor de dizolvare, compoziția chimică a apelor depinde, deci, de solubilitatea rocilor prin care circulă sau pe care le spală, de condițiile climatice și de intervenția omului. Din acest punct de vedere, s-a ajuns la o regionare a gradului de mineralizare, în funcție de marile unități de relief (fig. 88). În regiunea de munte cu roci foarte dure eroziune se întâlnesc ape cu un grad de mineralizare în jur de 100 mg/l, apele încadrându-se în tipul bicarbonatat (fig. 88).

În zona de deal și de podiș, cu roci ușor friabile prin care apele circulă mai ușor și spală mai multe elemente, gradul de mineralizare variază între 200-500 mg/l. În această categorie se încadrează Subcarpații și Piemontul Getic, Câmpia Vestică, în afara nisipurilor de la Carei, Câmpia Transilvaniei și Podișul Târnavelor, Depresiunea Bârsei și Carpații de la Curbură.

În zona de câmpie, mineralizarea crește la valori cuprinse între 500-1 000 mg/l, cum se observă în Câmpia Română, Dobrogea, Podișul Moldovei și în zona nisipurilor de la Carei. De remarcat este faptul că chiar pe același râu există și o variație a regimului hidrochimic în timpul anului, cu mineralizări mai mici în perioada viiturilor și mai mari la apele mici, când râurile se alimentează preponderent din subteran.

În ceea ce privește tipurile hidrochimice se remarcă faptul că 90 % din teritoriul României se încadrează în tipul bicarbonatat și, îndeosebi bicarbonatat calcic. Arealul apelor sulfatate este mai mic și are o mineralizare între 500- 1 000 mg/l. Spațial, apar în partea de nord a Câmpiei Moldovei și în Podișul Transilvaniei. Apele clorurate se întâlnesc mai frecvent în arealele salifere din Subcarpați, la o serie de afluenți din bazinele: Trotuș, Slănic, Oituz, Tazlău, Putna, Milcov, Râmnicu Sărat, Călmățui, Cricovu Sărat. În Podișul Transilvaniei, la o serie de afluenți ai Târnavelor Mici și ai Mureșului. În raport cu debitele de aluviuni, debitul chimic mediu specific este de 1-2 t/ha an, cu o creștere la râurile sărate.

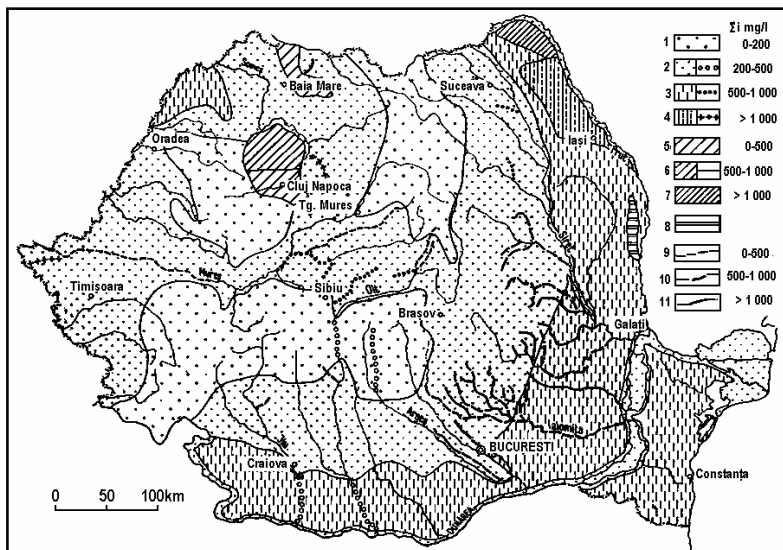


Fig. 88. - Tipurile hidrochimice ale râurilor, 1-4, bicarbonatice; 5-7, sulfatice; 8, mixt; 9-11, clorurice (după *Geografia României I, Geografia fizică*, 1983).

Duritatea totală a apei râurilor variază invers cu altitudinea, având valori de 0 la 8 pentru regiunea de munte, constituită din roci metamorfice și eruptive, cu mineralizare sub 200 mg/l. Valorile între 8 și 16 sunt specifice pentru regiunea subcarpatică și de câmpie, unde se întâlnesc frecvent depozite neogene și cuaternare, unde mineralizarea apelor variază între 200-800 mg/l (fig. 89). Valori mari ale durității, de 16 la 24, sunt specifice pentru Câmpia Moldovei, partea estică a Podișului Moldovei și Podișul Dobrogei și unde gradul de mineralizare este de peste 600 mg/l, pe unele râuri ca Bârlad, Siret, Râmnicu Sărat, Cricovul Dulce etc. Pe râuri, valorile pot fi precis determinate. De exemplu, duritatea este de 1,52 pentru râul Bâlea la Cârțișoara și de 53 pentru Ialomița la Coșereni, în zona de câmpie.

Calitatea apelor este dată, în prezent, nu numai de concentrația ionică naturală, dar și de deversarea apelor menajere sau industriale, cu diferite grade de epurare și de spălare a unor îngrășăminte și pesticide folosite de om în agricultură. Tot ca surse de impurificare, sunt apoi apele reziduale de la marile combine zootehnice insuficient epurate. În funcție de parametrii fizico-chimici, biologici și bacteriologici calitatea apelor din râuri poate fi încadrată în patru categorii: I, II, III și degradate.

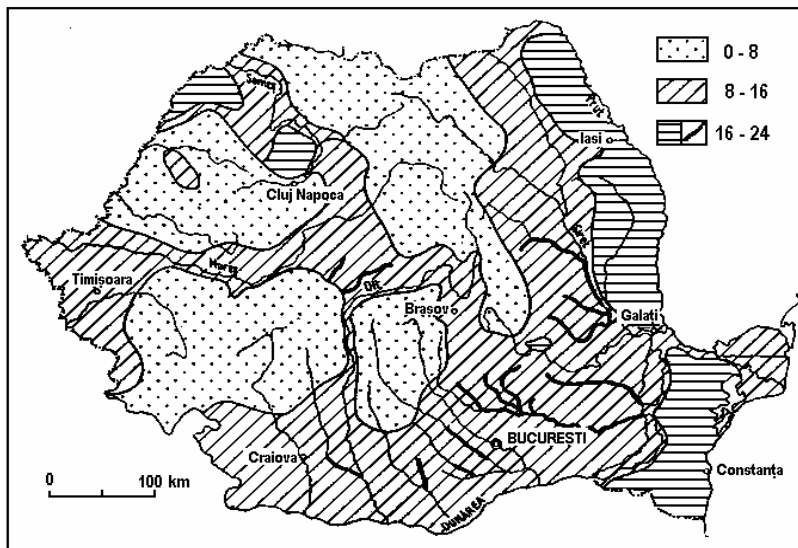


Fig. 89. – Duritatea totală a apei râurilor (în grade germane)
(după Geografia României I, Geografia fizică. 1983).

În prima categorie sunt incluse apele care pot fi folosite în alimentarea cu apă potabilă a localităților, a unităților zootehnice, a unităților industriale și alimentare.

Apele din cea de a doua categorie sunt folosite pentru fermele piscicole, pentru o serie de ramuri industriale, sau în scopuri urbanistice și de agrement.

În categoria a treia intră apele care pot fi folosite la irigarea culturilor agricole, pentru producerea de hidroenergie, în instalații industriale de răcire sau de spălare.

Apele din a patra categorie sunt degradate și nu mai pot fi folosite, fiind în același timp și un pericol pentru starea de calitate a mediului și a ecosistemelor acvatice și riverane.

Față de anul 1989, se remarcă o ameliorare a stării de calitate fie ca urmare a re tehnologizării proceselor de producție fie ca urmare a reducerii activităților industriale. Astfel, categoria I-a de calitate a crescut de la 35% la 53%, iar sectoarele cu ape degradate au scăzut de la 22% la 10,7 %.

IV. GLACIOLOGIA

Glaciologia sau știința gheții studiază formarea, proprietățile și acțiunea gheții sub toate formele ei, în special ghețarii. Este o știință interdisciplinară, deoarece gheața fiind un component al întregului planetar este studiată întotdeauna în strânsă relație cu celelalte componente ale mediului.

Din analiza resurselor de apă dulce existente la nivelul Planetei, vom remarca faptul că în proporție de 68,7% (adică 24 064 100 km³) acestea sunt stocate sub formă de gheață sau zăpezi veșnice la cei doi poli și în regiunile muntoase înalte. Această apă, păstrată în frigiderul planetei, este în cea mai mare parte în Antarctida (21,6 milioane km³), în Gröenlanda (2,34 milioane km³), în insulele arctice (83,5 mii km³) și în regiunile de munți înalți de pe glob (40,6 mii km³). Intregul volum de apă existent sub formă de gheață ar reprezenta echivalentul precipitațiilor căzute în decurs de 60 de ani pe suprafața Terrei, iar topirea ghețarilor și înglobarea apei lor în Oceanul Planetar ar contribui la o creștere a nivelului acestuia cu circa 100 m.

Glaciologia este o știință tânără adoptată, sub această denumire, după Anul Geofizic Internațional (1957-1958), înainte fiind folosit cu același conținut termenul de *criologie*.

Importanța gheții în natură este mare, dacă ne gândim la faptul că, prin densitatea mai mică a apei ea alcătuiește o pătură protectoare la suprafața bazinelor acvatice și salvează fauna și flora de la îngheț. Marile suprafețe ocupate de cele două calote polare au un rol decisiv asupra climei terestre prin răcirea și suprarăcirea maselor de aer, dând naștere unor arii anticlonale reci, cu urmări asupra climatului din arealele învecinate. Prin extensia lor, calotele glaciare au generat în trecut peisaje specifice, iar în prezent, prin acțiunea de eroziune, transport și depunere a ghețarilor montani, relieful acestora are o dinamică accentuată.

Prin rezerva de apă de care dispun, acumulată în decursul timpului, ghețarii reprezintă surse importante de alimentare a cursurilor de apă. Deși ca suprafață și volum, ghețarii din arealele montane au o pondere mică din volumul total; ei au un rol important în definirea regimului hidrologic al unor artere hidrografice. Astfel, râurile alimentate din ghețari se caracterizează prin prezența apelor mari de vară, când, ca urmare a temperaturilor ridicate, există o topire mai intensă a acestora.

În plus, în anii secetoși, când există un surplus caloric și un deficit pluviometric, topirea mai accentuată a ghețarilor asigură, în cea mai mare parte, debitul de apă al râurilor care se alimentează din ghețari, așa cum este cazul unor râuri care străbat regiuni deșertice sau semideșertice (Amudaria și Sârdaria). Apele provenite din ghețari, fiind de foarte bună calitate, sunt foarte indicate pentru alimentări cu apă, pentru amenajări hidrotehnice și chiar pentru irigații.

Formarea gheții în natură

La baza formării gheții stă zăpada căzută și acumulată de la un an la altul. Zăpada este formată din condensarea vaporilor de apă la temperaturi negative, sub formă de cristale hexagonale. În atmosferă, norii cirus, cirostratus și chiar cirocumulus sunt alcătuiți din lamele sau fibre fine de gheață. În diferite condiții de temperatură și umiditate, cristalele de gheață din nori se transformă în cristale (fulgi) de zăpadă. După dimensiunea lor, aceste cristale pot fi:

- fine, cu diametru între 0,5 și 1,0 mm;
- medii, cu diametru între 1,0 și 2,0 mm;
- mari, cu diametru între 2,0 și 4,0 mm;
- foarte mari, cu diametru peste 4,0 mm, fiind situații când pot ajunge la 8,0–10,0 mm.

După căderea la suprafața solului, densitatea zăpezii variază între 0,1 și 0,8 în funcție de diagenază, astfel:

- zăpadă pudroasă proaspătă 0,06 – 0,08;
- zăpadă de două zile pe pantă 0,2;
- zăpadă dinaintea iernii 0,5 – 0,6;
- zăpadă de avalanșă 0,8.

Permeabilitatea zăpezii pentru aer și apă reprezintă două proprietăți foarte importante pentru circulația aerului și infiltrarea apei, care poate ajunge la 40% din volumul zăpezii căzute și 75% din greutatea sa (Grecu, 1997).

Transformarea zăpezii în gheață este un proces complex, care depinde de o serie de factori, dintre care cel mai important este menținerea zăpezii de la un an la altul. Procesele repetate de îngheț, dezgheț, însoțite de compactarea stratului de zăpadă duc la apariția unei forme noi numită *névé* sau *firn*. Mecanismul de transformare presupune eliminarea aerului conținut în zăpadă pentru care este necesară:

- topirea locală a zăpezii sub efectul insolației;
- sublimarea de-a lungul porilor masei zăpezii și formarea firnului;
- deformarea plastică și rearanjarea cristalelor.

Limita zăpezilor persistente

Este determinată de poziția geografică în altitudine și în latitudine la care cantitatea de zăpadă căzută care se topește este egală cu cea care rămâne de la un an la altul. Este deci, o limită de bilanț al precipitațiilor solide, ceea ce presupune că deasupra ei avem un bilanț pozitiv, adică cantitatea de zăpadă rămasă netopită, din cea căzută, este mai mare față de cea topită și sub ea bilanțul este negativ. Această limită se situează în jurul izotermei anuale de 0°C , cu variații importante de latitudine, între uscat și apă. În zona Atlanticului această limită este dincolo de Cercul Polar Nordic (66°), în timp ce în Siberia Centrală și în Extremul Orient coboară până la $45\text{--}50^{\circ}$ latitudine nordică. În afara variației latitudinale, există și o variație altitudinală a acestei limite. Astfel, la latitudini mai mari, ea este la nivelul mării. În insulele Spitzberg, la 80° latitudine nordică este la 160 m, în timp ce în Emisfera Sudică limita ajunge la nivelul mării, la latitudinea de 62° , din cauza suprafeței mai mari ocupate de apă. În Europa, în Pirinei (la $42\text{--}43^{\circ}$ latitudine nordică), limita zăpezilor perene se întâlnește la 2 600–2 900m, în Himalaya ($27^{\circ}34'$ latitudine nordică) ajunge la 4 900–5 000 m, pe masivele montane din Africa ecuatorială, Kenya și Kilimandjaro ($0\text{--}3^{\circ}$ latitudine sudică) este la 4 500–5 200m, în timp ce în Anzii Cordilieri din Argentina, la 29° latitudine sudică, urcă la 6 400 m.

Acumularea zăpezilor în arealele cu bilanț excedentar poate avea loc pe suprafețe plane în zona calotelor, sau a formelor concave de relief, în zonele de obârșie ale unor artere hidrografice care izvorăsc de la mari înălțimi. În zona montană, îngrămădirea zăpezilor în circuri sau în văi glaciare se face prin căderea directă a unui strat peste altul, la care se adaugă zăpezile venite de pe versanți, sub forma avalanșelor sau a lavinelor. Acestea sunt mase de zăpezi care se deplasează rapid pe versanții abrupti ai munților și care aduc o dată cu masa de zăpadă și foarte mult material detritic, care va fi înglobat în masa ghețarului. După geneză, avalanșele sunt uscate și umede.

Avalanșa uscată se datorează depunerii unei mari cantități de zăpadă prăfoasă pe o serie de straturi mai vechi și nefiind realizată nici un fel de coeziune între strate, zăpada nouă alunecă peste cea veche.

Avalanșa umedă se formează în timpul dezghețului, când masa de zăpadă este înmuiată prin încălzire. Aceste avalanșe nu sunt însă caracteristice numai arealelor cu zăpezi veșnice, ele producându-se și sub această limită, în care caz zăpezile suferă procesul de topire în timpul verii.

Atât latitudinal, cât și altitudinal, în zona zăpezilor excedentare, păstrarea zăpezilor, de la un an la altul, duce la transformarea acestora în gheață. De la starea inițială, zăpada trece la cristalele fine de formă

grăunțoasă numită *fîrn*, care se realizează prin topirea zăpezii de deasupra în timpul veri, impregnarea cu apă și înghețarea în orizonturile inferioare. În perioada de vară și ploile pot contribui la îmbibarea cu apă, care îngheață la contactul cu zăpada. Deci, prin amestec cu apă și prin tasare continuă se ajunge la o modificare a densității prin reducerea porozității și eliminarea bulelor de aer. Dacă o zăpadă proaspătă are o densitate de 0,01–0,3, la fîrn crește la 0,4–0,8, în timp ce o gheață curată din ghețar ajunge la densități de 0,8–0,91 g/cm³.

Formarea ghețarilor și a calotelor polare este un proces îndelungat la care contribuie fiecare an sau perioadă mai bogată sau mai săracă în zăpadă, însă, de fiecare dată, se adaugă un strat mai gros sau mai subțire în raport cu cantitatea de zăpadă căzută. În timp, se realizează o masă de gheață care se caracterizează printr-o serie întreagă de însușiri.

Structura și proprietățile gheții

Prin înghețare, molecula apei, compusă din doi atomi de hidrogen și unul de oxigen, se unește cu altele vecine formând o rețea de cristale în care moleculele nu mai au libertate de mișcare, deci consumul lor energetic este minim. Gheața compactă a unui ghețar se compune din cristale care nu au o formă geometrică caracteristică, conglomeratul rezultat din unirea monocristalelor fiind o gheață policristalină. Gheața nu formează cu nici o substanță o soluție solidă, singura excepție fiind fluorura de amoniu și acidul fluorhidric cu care poate forma cristale mixte. Gheața nu dizolvă azotul și nici oxigenul din aer. Conținutul de 1,02% oxigen și 1,85% azot, pe care-l conține apa la 0°C, apare în masa de gheață, la congelare sub formă de bule (Grecu, 1997).

Însușirile fizice ale gheții sunt strâns legate de starea acesteia, de forma cristalelor, de tipul de gheață realizată în raport cu vârsta ei.

Densitatea variază de la o zăpadă nouă sau veche, la fîrn sau la gheață de ghețar și la fel și porozitatea sau permeabilitatea pentru aer. La 0°C densitatea gheții este de 0,91663. Densitatea, porozitatea, permeabilitatea pentru aer și mărimea granulelor variază în funcție de tipul de zăpadă sau de gheață (tabelul 10).

Refracția gheții la lumină naturală este de 1,31. Nu are culoare, dar în cantități mari apare colorată ușor în albastru verzui, cu luciu sticlos.

Căldura specifică a gheții scade cu temperatura, fiind la 0°C de 0,487 kcal / kg °C, iar la –20°C de 0,465 kcal / kg °C.

Conductibilitatea termică crește o dată cu scăderea temperaturii, fiind de 1,92 kcal / m h °C la 0°C și de 2,39 kcal / m h °C la –50°C.

Căldura latentă de topire este de 80 kcal/kg, iar cea de desublimare de 620 kcal/kg (Grecu, 1997).

Tabelul 10
Proprietățile fizice ale zăpezii și gheții

Tipul de zăpadă/gheață	Densitatea (g/cm ³)	Porozitatea (%)	Permeabilitatea aerului (g/cm ² .s)	Mărimea granulelor
Zăpadă nouă	0,01 – 0,3	99 – 67	> 400 – 40	0,01 – 5
Zăpadă veche	0,2 – 0,6	78 – 35	100 – 20	0,5 – 3
Firn	0,4 – 0,84	56 – 8	40 – 0	0,5 – 5
Gheață în ghețar	0,84-0,917	8 – 0	0	1->100

Rezistența gheții la tracțiune este de 17,7 kg/cm², iar la compresiune de 42,3 kg/cm².

Conținutul de ioni diferă de la un tip de gheață la altul. De exemplu, în procesul de înghețare a apei de mare există tendința de a exclude sarea din gheață. În mod normal, gheața din apa mării are o salinitate de 0,3 – 0,5%, dar la gheața care este mai veche de un an se întâlnește numai 0,1% sare. În mod normal, o apă marină cu 3,25% salinitate începe să înghețe la –1,8°C și devine complet înghețată la –53,9°C (Gâstescu, 1998).

Gheața de ghețar este mai bună conducătoare de electricitate decât apa distilată, ca urmare a ionilor salini.

Zăpada proaspătă conține ionul bicarbonic CO₃H⁻ provenit din aer, dar gheața absoarbe bine, pe lângă acest ion și pe cei de Cl⁻, NH₄⁺ însă nu absoarbe pe cei de NO₃⁻.

Vâscozitatea variază între 10¹²–10¹⁵ poise, în funcție de starea cristalină și de temperatură, fiind apropiată de cea a sării (10¹⁷ poise).

Plasticitatea este, de asemenea, o caracteristică importantă. O bară de gheață susținută la capete și cu mijlocul liber tinde să se curbeze. Există în cazul gheții o microplasticitate datorată tendinței pe care o au cristalele de gheață de a se întinde în sensul forțelor care acționează asupra lor și o mezoplasticitate datorată jocului cristalelor, unele în raport cu altele.

Dinamica ghețarilor

Prin ghețar înțelegem o masă de gheață compactă rezultată din acumularea zăpezii, prin topire și înghețare. Un ghețar trebuie să aibă o suprafață unde zăpada sau gheața se acumulează și una, în care gheața acumulată în exces se topește. Viața ghețarilor este legată de un bilanț pozitiv al masei de zăpadă, deci de echilibrul care există între cele două procese fundamentale. Acumularea gheții sau alimentarea ghețarului face ca volumul lui să crească la un bilanț excedentar sau să rămână constant, când există un echilibru între acumulare și topire.

Acest proces presupune, deci, creșterea masei de gheață prin aportul de zăpadă, condensarea la suprafața ghețarului sub formă de chichiură sau grindină și chiar ploaie care îngheață, sporind volumul masei de gheață. În timp, zăpada acumulată trece prin faza de firn și apoi în gheață. Orice ghețar presupune existența unor elemente care-l caracterizează și în acest sens vom deosebi:

–Zona de acumulare sau de alimentare, care se mai numește câmp de firn și care poate lua diferite forme, în funcție de configurația reliefului. Această zonă poate avea aspect de dom, de paltou, de vale sau de cuvetă. În profil transversal, câmpul de firn într-un circ glaciatic este concav.

–Zona de ablație (topire), situată în aval de cea de acumulare presupune existența unei limbi glaciare, care curge în virtutea pantei și a plasticității masei de gheață. Prin ablație se înțelege reducerea masei unui ghețar prin topire, evaporare, sau distrugere mecanică și deci un proces prin care volumul ghețarilor scade în timp. În zona temperată, cel mai important proces constă din reducerea volumului prin topire. Trecerea de la zona de acumulare, la cea de ablație se face printr-un prag glaciatic care prezintă crevase și cascade de gheață. *Crevasele* sunt crăpături în masa de gheață, de diferite forme și dimensiuni.

–Fruntea ghețarului sau capătul din aval este partea cea mai complexă, prin problemele de dinamică și de bilanț pe care le are.

Orice ghețar, mai poate fi caracterizat și printr-o serie de elemente morfometrice ca:

–*Bazinul de recepție* este arealul care alimentează cu zăpadă masa ghețarului și care poate fi delimitat pe linia creștelor. El este mai greu de marcat în cazul ghețarilor complecși. Există însă, în ambele cazuri, o relație directă între masa ghețarului și suprafața bazinului de recepție.

–*Lungimea ghețarului* este distanța între altitudinea maximă și cea minimă, pe limba ghețarului.

–*Lățimea ghețarului* se măsoară perpendicular pe linia de curgere a limbii de gheață. Se poate determina o lățime maximă și una minimă, în funcție de configurația suprafeței planice, a limbii ghețarului.

Evaporația de pe ghețar este un proces nesemnificativ, deoarece căldura de vaporizare este mult mai mare decât cea de topire.

Plasticitatea gheții face ca sub influența pantei și a greutateii, ghețarii să se deplaseze. Viteza de curgere este și ea dependentă de aceste două elemente care au loc, chiar în condiții de pante foarte mici. De exemplu, în condițiile unei pante de 1° , curgerea este declanșată când grosimea gheții ajunge la 60–65 m, în timp ce la o pantă de 45° este suficient numai un strat de 1,5–2 m pentru a se declanșa deplasarea.

În cazul ghețarilor, s-a constatat că viteza de curgere este inegală, în secțiune transversală fiind mai mică la contactul cu fundul și pereții văii glaciare. Viteza de deplasare a ghețarilor variază foarte mult de la un masiv la altul, în funcție de condițiile locale, de la câțiva metri la circa 7,5 km/ an. (tabelul 11). În deplasare, masa de gheață se mulează pe fundul văii și la apariția pragurilor, în masa ghețarului se formează crăpături sau crevase (fig. 90).

Procesele de eroziune, transport și acumulare ale ghețarilor

Gheața, un fluid în mișcare, cu o anumită rezistență, va exercita în deplasare o presiune și o antrenare a materialelor de pe fundul și de pe malurile văilor glaciare. Ca urmare, în timp, valea glaciară va căpăta forma literei U. Eroziunea efectuată de masa de gheață, care are încorporate și roci, se desfășoară cu mai mare intensitate în sectoarele pragurilor, unde și rezistența rocilor este mai mare. Prin această acțiune, versanții și fundul văilor sunt șlefuite, iar stâncile scrijelate sunt numite „spinări de berbeci” (roches moutonnées).

Materialele încorporate în masa gheții și antrenate nu se rostogolesc, fiind doar împinse din amunte spre aval, din care cauză sunt colțuroase sau foarte puțin rulate. Formele de relief pe care le pot genera aceste materiale rămase după topirea ghețarului se numesc morene. Deci, prin *morenă* înțelegem o masă de material, detritic (nisip, pietriș, bolovăniș), transportat de ghețari și lăsat acolo unde se topește gheața.

Tabelul 11

Viteza de deplasare a unor ghețari
(după Smiraglia, 1992, citat de Grecu, 1997)

Ghețarul	Viteza (m / an)
Jakobshavn (Groenlanda)	7 500
Karajak (Groenlanda)	7 000
Farrar (Anctarctida)	17
Marii emisari antarctici	1 000
Mackay (Antarctida)	336
Hoffel (Islanda)	700
Pilatte (Alpii Francezi)	13 – 34
Gorner (Alpii Elvețieni)	44 – 175
Hintereisferner (Alpii Austrieci)	20 – 120
Forni (Alpii Italiani)	33-67
Fedcenko (Pamir)	180
Baltoro (Karakorum)	90
Emmons (Munții Cascadelor)	40 – 85

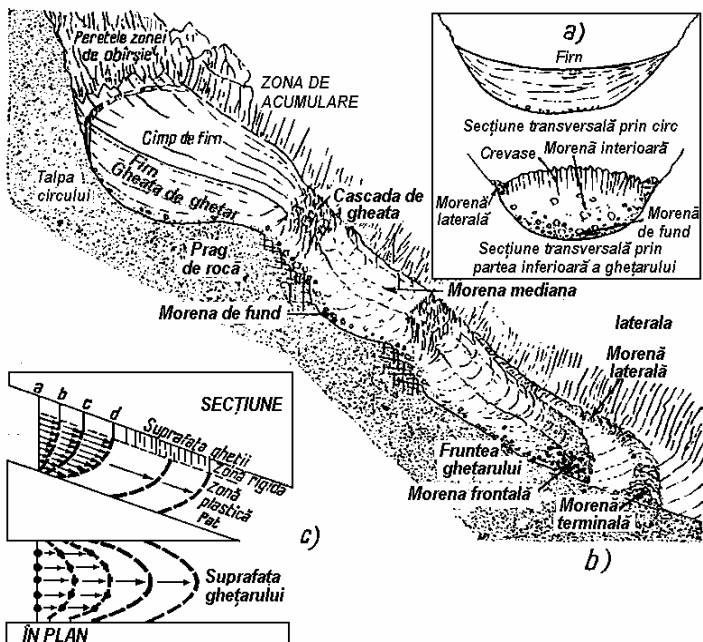


Fig. 90 - Elementele unui ghețar: a, în profil transversal; b, în profil longitudinal; c, repartitia vitezelor de curgere în limba unui ghețar (după Strahler, 1973).

După poziția pe care o au, aceste materiale în cadrul ghețarului și după prezența sau absența deplasării materialului de către ghețar, distingem:

Morenele frontale sau terminale sunt formate la periferia calotelor glaciare sau la capătul din avale al ghețarilor, prin împingerea de către gheață a materialelor și fixarea lor prin topirea ghețarilor. De regulă, aceste materiale formează valuri de forma unei potcoave sau ca o semilună.

Morenele laterale sunt rezultate din materialul antrenat pe flancurile limbii ghețarului. În cadrul acestor materiale sunt incluse și cele provenite de pe versanți prin avalanșe sau rostogolire și care sunt antrenate de masa de gheață în deplasare (fig. 91).

Morenele de fund sunt constituite din materialele antrenate în mișcare, la baza ghețarului și rămase după topirea gheții. Ele conțin și materialele transportate în corpul masei de gheață sau pe suprafața acesteia.

Morenele mediane provin din unirea morenelor laterale a doi ghețari care se unesc și formează o singură limbă. După unire, o astfel de morenă este situată aproape de axa longitudinală a limbii ghețarului.

Morenele interioare sunt alcătuite din materialul care este încorporat în masa ghețarului, ca urmare a afundării în masa de gheață a unor materiale, de la suprafața acesteia, provenite de pe versanți (fig. 91b).

Morenele de suprafață provin din materialele care se găsesc la suprafața ghețarului și care pot proveni din avalanșele de pe versanți. De remarcat este faptul că aceste materiale rămân pe fundul văilor glaciare, după topirea ghețarului și se suprapun peste morenele de fund.

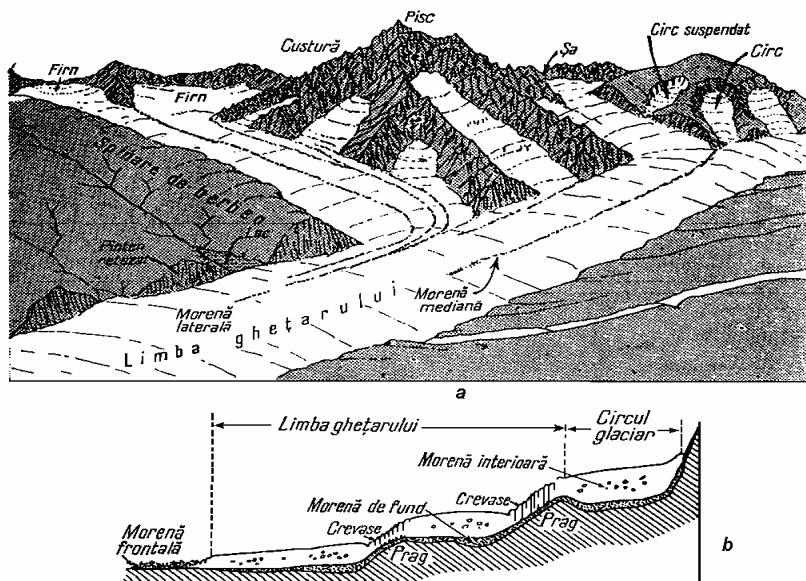


Fig. 91. - Părțile componente ale unui ghețar alpin: a, în plan; b, în profil (după Strahler, 1973).

Clasificarea ghețarilor

După locul de formare pe suprafața globului, putem deosebi, pe de o parte, ghețari continentali sau regionali și, pe de altă parte, ghețari montani sau locali.

Ghețarii continentali se întâlnesc la cei doi poli și se caracterizează prin marea lor extensiune sub forma unor câmpuri (calote glaciare) sau ghețari continentali (Antarctida și Groenlanda). Cea mai mare calotă glaciară este în regiunea antarctică, unde acoperă o suprafață de 13 000 000 km² și în regiunea arctică și în Groenlanda extinsă pe 1 726 000 km². Grosimea calotei de gheață este cuprinsă între 1 500 și 3 000 m. La o asemenea grosime, chiar la pante extrem de mici, există o deplasare a masei de gheață care ajunsă la țărni se rupe în blocuri enorme, care plutesc în apele oceanului spre latitudini mai mici până se topesc. Aceste blocuri mari de gheață, de dimensiuni și forme neregulate, detașate de ghețarii continentali se numesc *iceberguri*. Ele plutesc în apele oceanului cu 9/10 din masa de gheață în apă și numai cu 1/10 la suprafață. După particularitățile lor, ghețarii continentali se împart în:

1. *Ghețari de tip antarctic*, care sunt foarte masivi și se întind până la ocean, dând naștere la banchize plutitoare (Pișota, 1983).

2. *Ghețari de tip groenlandez*, care seamănă cu primul tip, dar la periferie se termină sub formă de limbi orientate pe văi, până la nivelul mării.

Ghețarii montani, de altitudine sau locali, sunt reprezentați de masele de gheață care se formează în regiunile montane la altitudini mai mari ca limita zăpezilor persistente. Ei au dimensiuni reduse și apar sporadic, în funcție de altitudinea și de masivitatea reliefului. Din arealul ocupat de ghețari, ei reprezintă numai 0,6% în Munții Alpi, Himalaya, Caucaz, Pamir, Munții Stâncoși, Anzi și chiar în zona ecuatorială, Kenya și Kilimandjaro. După locul în care sunt cantonați, ei se împart în ghețari de vale, de circ și de podiș.

A. Ghețarii de vale la care alimentarea bogată în circul glaciare face ca gheața să se scurgă în lungul văii, sub forma unei limbi de gheață, contribuind la modelarea unei văii glaciare. La rândul lor, acești ghețari sunt de mai multe tipuri (Pișota, Buta, 1983).

Ghețari de tip alpin sunt caracterizați printr-o zonă de acumulare a zăpezilor și de transformare în gheață (firn), în circurile glaciare și printr-o zonă de curgere și de topire sau limba ghețarului, care în Alpi poate ajunge la 10–25 km lungime și chiar mai mult în Caucaz. În unele cazuri, ghețarii din văile secundare se unesc cu cel din valea principală.

Ghețarii de tip himalayan sunt constituiți în sisteme în care limba ghețarului principal poate ajunge la câțiva zeci de km și grosimi de

sute de metri. De exemplu, ghețarul Fedcenko din Pamir are 71,2 km lungime, o lățime de 3 100 m și o grosime de circa 500 m.

Ghețarii de tip scandinav apar ca un câmp de firn, situat pe un platou, din care coboară, în direcții diferite, mai multe limbi de gheață care ajung în fiorduri până la nivelul mării.

Ghețarii de tip alaskian apar ca o masă de gheață de mari dimensiuni, la poalele unei regiuni montane rezultate din unirea a doi sau mai mulți ghețari de vale care coboară din munte. Tipic pentru această categorie este ghețarul Malaspinga din Alaska.

B. *Ghețarii de circ* se formează din zăpada acumulată la obârșia văilor sau pe versanții slab înclinați, situați deasupra limitei zăpezilor persistente. Limbile de gheață specifice acestui tip sunt scurte și se rup când depășesc pragurile. Aceste caracteristici sunt specifice *tipului pirenean*. Cel de al doilea tip, denumit *turkestan*, este caracteristic ghețarilor cantonați în depresiuni tectonice, fără scurgere, alimentarea făcându-se prin avalanșe sau prin vânt.

C. *Ghețarii de podiș* apar pe platourile înalte din Pamir și sunt ca niște saltele de gheață, fără scurgere, având un caracter suspendat.

Ghețarii pot fi clasificați și *după temperatura medie* a regiunii în care se află, care determină bilanțul masei de gheață și circulația apei în ghețar (Grecu, 1997). Din acest punct de vedere, deosebim:

Ghețari din regiunile temperate, cum sunt cei din Alpi, din Munții Stâncoși și din sudul Scandinaviei, care au o temperatură corespunzătoare punctului de topire a gheții, cu excepția iernii. Apa rezultată din topirea ghețarilor favorizează deplasarea ghețarului și-i mărește potențialul eroziv.

Ghețarii din regiunile subpolare se caracterizează prin faptul că încălzirea din vară topește zăpada, iar apa rezultată pătrunde în interior și se cristalizează. Firnul poate astfel ajunge la grosimi de 10–20 m.

Ghețarii din regiunile polare au temperaturi situate sub punctul de îngheț, chiar și în timpul verii. Gheața este acoperită cu o pătură groasă de firn, iar zăpada trece foarte lent în această formă.

După condițiile de curgere a gheții, deosebim:

Ghețari activi, care se mișcă repede, având o eroziune glaciară activă și o deplasare a materialului erodat. Rata mișcării face ca ghețarul să transporte cantități mari de gheață, care se regenerează în zona de obârșie, unde este un bilanț excedentar de gheață.

Ghețari pasivi, care curg încet, au grosimi mici și uneori ablația este mai mare ca alimentarea ghețarului, din care cauză are loc și o reducere treptată a volumului lor.

Ghețari morți, cum sunt cei din Mexic, apar ca resturi ale unor ghețari activi și pasivi, fără a mai avea alimentare din firn.

Clasificarea ghețarilor adoptată de UNESCO are la bază o serie de criterii morfologice și poziționale (Bălțeanu, 1982). În virtutea acestora, se pot deosebi:

Calotele glaciare, reprezintă mase de gheață, cu suprafață mare, care acopăr relieful, cum este calota Antarctidei sau a Groenlandei.

Câmpurile glaciare, sunt întinderi mai mici cu grosimi care pot ajunge la 200-300 m, fiind caracteristice pentru arhipelagurile Frantz Josef, Novaia Zemlea și în sudul Americii de Sud.

Cupolele glaciare sunt extinse pe platouri montane, ca niște cupole din care se desprind, radiar o serie de limbi de gheață. Sunt în Norvegia (486 km²), în Țara Baffin, unde sunt două cupole cu circa 6 000 km².

Limbile de gheață sunt mase de gheață care pornesc din calote sau cupole glaciare, sub forma unor limbi de gheață, de dimensiuni mari, putând ajunge la 200-300 km.

Ghețarii de circ sunt dezvoltăți în căldările glaciare sau chiar în craterele vulcanilor stinși.

Ghețarii de vale, formați în circurile glaciare, se deplasează pe văi, exercitând o puternică acțiune de eroziune, cum sunt cei din Alpi.

În România, în prezent, la altitudini mai mari de 2 000m se produc acumulări de zăpadă iarna, dar în timpul verii se topesc complet, încât nu mai sunt condiții de formare a ghețarilor. În trecut însă, în cuaternar, când climatul era mult mai rece, se întruneau condiții de formare a ghețarilor, limita zăpezilor permanente era la circa 1 800 m în Carpații Meridionali și la 1 700 m în cei Orientali. Ca urmare, existau ghețari de circ și de vale care coborau până la 1 100–1 200 m. Cele mai concludente urme ale ghețarilor sunt lacurile instalate în vechile circuri glaciare și în văile glaciare în spatele morenelor care se întâlnesc în Munții Retezat, Șureanu, Făgăraș, Bucegi, Căliman, Rodna.

Limnologia este știința care se ocupă cu studiul lacurilor naturale și artificiale, având în vedere atât originea cuvetelor lacustre și morfometria acestora, cât și dinamica, proprietățile fizice și chimice ale apei lacurilor și bilanțul hidrologic al maselor de apă din lacuri. Într-o definiție mai cuprinzătoare, prin limnologie se înțelege știința interdisciplinară care studiază bazinele de apă, cu schimb lent – naturale și artificiale – sub aspect istoric, adică dinamic în timp și zonal în spațiu, procesele fizice și biotice care au loc în masa de apă, pe baza transformării energiei și substanței, legile evoluției și răspândirii geografice, resursele naturale și posibilitățile de folosire de către societatea omenească (Gâștescu, 1971).

Lacul este o masă de apă stătătoare acumulată într-o cuvetă lacustră, sau într-o altă definiție „lacul este volumul de apă relativ stagnant, cantonat într-o depresiune de pe suprafața uscatului și care nu are legătură directă cu Oceanul Planetar” (Gâștescu, 1971). După definiția dată, includem în această categorie atât bazinele de apă naturale, cât și pe cele artificiale, care au suprafețe foarte variate și care se găsesc atât deasupra nivelului Oceanului Planetar, cât și sub acesta (Marea Moartă–212 m).

Numărul lacurilor și suprafața ocupată de acestea variază foarte mult de la un loc la altul. În general, se apreciază că toate lacurile existente pe suprafața globului ar totaliza o suprafață de 2 700 000 km², adică 1,8%, din suprafața acestuia, deci puțin mai mare ca suprafața Mării Mediterane, care are 2 500 000 km² (Gâștescu, 1969). Cel mai mare lac se consideră a fi Marea Caspică cu 371 000 km², urmată de Marile Lacuri din America de Nord cu 83 300 km². Numărul total al lacurilor mai mici se apreciază a fi de circa un milion, existente, în cea mai mare parte, în Emisfera Nordică. Astfel, în fosta URSS, în Finlanda și în Suedia sunt aproximativ 500 000 de lacuri, iar în Canada circa 100 000.

Volumul total de apă înmagazinat în lacuri se ridică la 229 250 km³, ceea ce reprezintă doar 0,017% din volumul de apă de pe Terra. Cel mai mare volum îl are Marea Caspică, (79 300 km³), care deține 34% din volumul total al lacurilor și 96% din cel al lacurilor sărate.

Cel mai adânc lac de pe suprafața uscatului este Lacul Baikal, cu o suprafață de 31 500 km², un volum de 23 000 km³ și o adâncime maximă de 1 620 m.

Chiar din definiție se vede că noțiunea de lac presupune o legătură organică între cuvetă și masa de apă, lacul neputând exista decât în prezența celor două elemente. Apariția cuvetelor lacustre se datorează, pe de o parte, factorilor interni care generează, de regulă, concavități ale scoarței de dimensiuni mari, care după umplerea cu apă devin lacuri, iar pe de altă parte, factorilor externi, care generează concavități ale scoarței terestre de dimensiuni mai mici.

Clasificarea lacurilor după geneza cuvetelor lacustre

Lacuri generate de acțiunea factorilor interni

După principalii factori care pot genera cuvete lacustre, deosebim lacuri de origine tectonică și de origine vulcanică.

1. ***Lacurile de origine tectonică.*** Sunt formate în denivelările generate de acțiunea forțelor interne care au determinat mișcări de încrețire, prăbușiri, falieri sau alte procese ce au modificat configurația uscatului, generând concavități, unde se putea aduna excedentul de apă. Din această categorie, se impune a aminti:

a. *Lacuri cauzate de mișcări oscilatorii* ale scoarței și ale Oceanului Planetar, în urma cărora, de exemplu, din fosta Mare Tethys s-a izolat Marea Caspică.

b. *Lacuri situate în bazine intramontane*, cu suprafețe și adâncimi mari, cum este Lacul Titicaca, situat la circa 4 000m altitudine în Anzii Bolivieni, cu o suprafață de 8 110 km² și cu o adâncime maximă de 230 m. Acest lac s-a format pe o veche suprafață intramontană netezită care, în terțiar, în urma înălțării lanțului muntos, s-a transformat în depresiune lacustră.

c. *Lacuri datorate mișcărilor de falie*, care duc la apariția unor grabene (șanțuri adânci în scoarța terestră), în care s-a acumulat apa, formând lacuri. Adâncimea și suprafața mare sunt caracteristicile principale ale acestor lacuri, cum este Baikalul (1 620 m), Tanganyika (1 435 m), Malawi (706 m) ș.a.(fig. 92; Gâștescu, 1969).

d. *Lacuri formate prin baraj natural*, respectiv prin bararea unor văi, ca urmare a cutremurelor sau a alunecărilor de teren. Se menționează, în acest sens, lacul format în 1840 pe Valea Indusului. Prin prăbușirea a unei părți din masivul Nanga-Parbat (Himalaya) s-a format un lac lung de 64 km și adânc de 300 m care a rezistat timp de un an. În România, cel mai important lac din această categorie este Lacul Roșu, format pe cursul superior al râului Bicz (Pișota, Buta 1983).

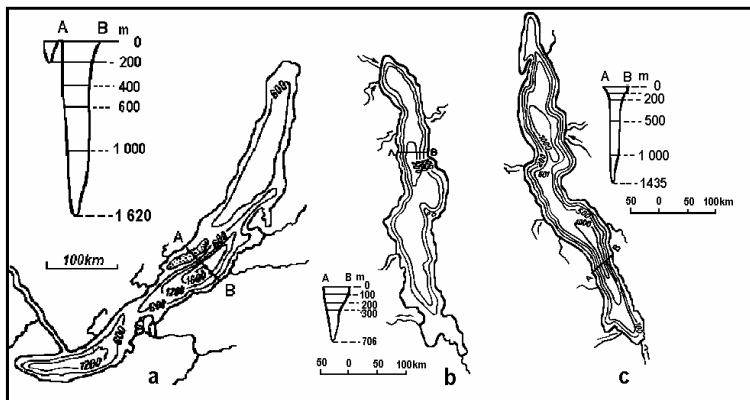


Fig. 92. - Lacuri de graben: a, Baikal; b, Malawi; c, Tanganyika, A-B, profile transversale prin adâncimile maxime (după Pișota, Buta, 1983).

2. **Lacurile de origine vulcanică** apar, de regulă, în craterele vulcanilor stinși și au o largă răspândire în Europa, Asia, Australia, America Centrală și în Africa. Multitudinea lacurilor vulcanice poate fi grupată în mai multe categorii:

a. *Lacuri în cratere de explozie* cu suprafețe mari, de regulă cu forma rotundă, se găsesc în Franța (Serviere), SUA (Marele Lac Sărat), Indonezia (Kelut), Guatemala (Agua) ș.a.

b. *Lacuri în cratere de scufundare sau în caldere vulcanice*, formate din prăbușirea părții centrale a craterului, cum este Lacul Crater din America de Nord, cu o suprafață de 65 km² și o adâncime de 608,4m. Sunt, de asemenea, frecvente în Japonia, înconjurată de o bordură înaltă de circa 300 m (Tazawako de 425 m adâncime), sau fără bordură (Toyako de 179,2 m adâncime).

c. *Lacuri situate în denivelări ale învelișului de lavă*, formate în concavitățile curgerilor de lavă pe suprafețe cu pante mici, cum se întâlnesc în Franța, în partea vestică a Australiei și în parcul Yellowstone din SUA.

d. *Maarele* sunt depresiuni aproape rotunde, asemănătoare unui crater, rezultate din explozia gazelor vulcanice, umplute ulterior cu apă. Cele mai caracteristice sunt în Germania, în regiunea Eifel, dar se întâlnesc și în Italia, Franța, Noua Zeelandă, Indonezia ș.a.

e. *Lacuri de baraj vulcanic*, rezultate prin bararea cu lavă a unor văii de râuri, cum se întâlnesc în Africa, cu lungimi foarte mari (Bunyoni, Kaniasa și Baringo). Apar, apoi, în Noua Zeelandă

(Omapere), Japonia (Penkeko), Franța (Chambon, Aydat) ș.a. În România, există un singur lac vulcanic, Sfânta Ana, situat la est de Băile Tușnad.

Lacuri generate de acțiunea factorilor externi

1. ***Lacurile rezultate din acțiunea ghețarilor.*** Sunt numeroase atât în arealul glaciației cuaternare, unde au fost ghețari de calotă, cât și în arealul ghețarilor montani. În funcție de geneza acestor lacuri, deosebim mai multe tipuri:

a. Lacuri formate pe suprafața ghețarilor sau chiar în masa de gheață. Se instalează în crevase sau în alte concavități de pe ghețari și au un caracter temporar.

b. Lacuri formate în spatele barajelor de gheață, în cazul în care o serie de văi sunt barate de ghețari, cum s-a format Lacul Mărgelen barat de limba ghețarului Aletsch din Alpii Elveției, Lacul Gapshan din bazinul superior al Indului.

c. Lacuri formate în căldări sau în circuri glaciare apar în arealele montane, în care au fost sau sunt ghețari și au, de regulă, o formă circulară și adâncimi mari. Se întâlnesc în Alpi (Vilseeloder, Blanc), în Carpați (Bucura, Zănoaga, Bâlea, Lala), în Munții Scandinaviei (Tennes și Reiness), în Noua Zeelandă, (Quill), în Tasmania ș.a. (fig.93); (Pișota, 1995).

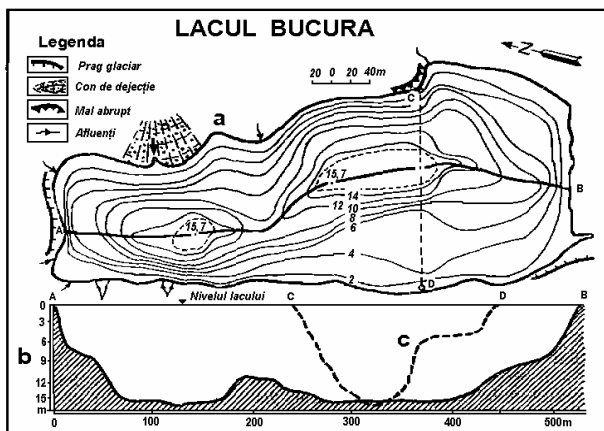


Fig.93. - Harta batimetrică a Lacului glaciatic Bucura: A, harta batimetrică; b, profil morfobatimetric; c, profil transversal (după Pișota, Buta, 1983).

d. Lacuri formate în văi glaciare, în concavitățile din spatele unor praguri, cum se întâlnesc în Munții Retezat (Tăul Agățat, Tăul Porții, Florica, Ana, Viorica, Lia). Sunt foarte răspândite ca lacuri de vale în Alpi, Vosgi, în Alpii Scandinaviei, Noua Zeelandă ș.a.

e. Lacuri formate în fiorduri apar în zona țărmurilor marine, în lungul văilor glaciare din Norvegia, Scoția, Noua Zeelandă și nord-vestul Americii de Nord. Unele dintre acestea au adâncimi foarte mari, cum este Lacul Hornindals din Norvegia, cu adâncimea de 514 m.

f. Lacuri de piemont, caracteristice piemontului elvețian, unde sunt o mulțime de lacuri mari, ca Léman, Bodén, Neuchâtel, Zurich, Zuger ș.a. Marile lacuri americane, cu suprafețe și adâncimi mari, sunt rezultatul glaciației cuaternare (Superior cu 82 680 km² și 406 m adâncime, Michigan, Huron, Erie și Ontario), la fel ca și cele din Canada (Winnipeg, Manitoba, Churchill, Athabasca, Lacul Urșilor, Sclavilor) ș.a.

g. Lacurile de baraj morenic din regiunile de la periferia ghețarilor, care prin retragere, au lăsat depozite morenice, cum se observă în Prealpii Lombardiei, recunoscute fiind lacurile Garda, Como, Lugano, Maggiore din Italia. Sunt, de asemenea, frecvente în Munții Jura, în Vosgi, în SUA, în Anzii patagonezi ș.a. Apar în număr mare în concavitățile depozitelor morenice, rămase după topirea ghețarilor din Rusia, Polonia, Germania, Finlanda, Suedia și Canada, unde s-au format o mulțime de lacuri care, frecvent, au o formă rotundă.

2. Lacurile rezultate prin acțiunea apelor marine, ca urmare a proceselor de eroziune și acumulare marină, formate prin bararea unor intrânduri sau golfuri, cu cordoane litorale nisipoase, până la izolarea completă. Fenomenele sunt frecvente în Golful Mexic, în Golful Biscaya, pe țărmul Mării Baltice, Mării Caspice, Mării Negre etc. Specifice la noi pentru acest tip sunt lacurile Razim, Golvița, Zmeica și Sinoie. Uneori, cordoanele litorale pot bara gurile de vărsare ale unor cursuri de apă și atunci apar limanurile maritime, cum sunt Limanul Nistrului, lacurile Tașaul, Techirghiol, Mangalia.

3. Lacurile formate prin acțiunea de eroziune și acumulare fluviatilă sunt, în general, prezente în luncile râurilor prin bararea unor brațe sau meandre, fie prin bararea scurgerii unor cursuri mai mici și formarea limanurilor fluviatile destul de frecvente pe dreapta Dunării (Gârlița, Oltina, Vederoasa) sau pe stânga Ialomiței, în cursul inferior. Lacurile de luncă erau foarte multe în condițiile regimului natural al Dunării. Azi, ele au fost în cea mai mare parte desecate sau păstrate într-o formă mult redusă ca suprafață (Bistrețu, Potelu,

Suhaia). Între principalele brațe ale Deltei Dunării, sunt cunoscute lacurile Fortuna, Gorgova, Matîța, Lumina, Roșu, Puiu, Merhei ș.a.

4. Lacurile formate din acțiunea de dizolvare a apei sunt frecvente în arealele calcaroase, cu gips și sare. Este cunoscut că în aceste roci, ca urmare a proceselor de dizolvare, se formează o mulțime de forme carstice, unele depresionare, în care se pot acumula apele. Dintre cele mai importante tipuri, amintim:

a. Lacuri de dolină care se formează după apariția acestor depresiuni, prin impermeabilizarea fundului și umplerea lor cu apă. Se întâlnesc în Alpii Calcaroși, în ținuturile calcaroase ale Floridei, în Honduras, în sud-vestul Africii ș.a.

b. Lacuri de polii, cu o geneză asemănătoare, dar pot fi cu apă numai temporar în perioada ploilor abundente sau pot fi polii-lac, tipice carstului dalmatin și Alpilor Elveției. În România, astfel de lacuri sunt Lacul Vărășoia din Munții Apuseni și Balta din Podișul Mehedinți.

c. Lacuri în formațiuni de gips rezultate prin acțiunea de dizolvare a apei, cum se întâlnesc în Alpii francezi și în România, Lacul Învârtita de la Nucșoara din județul Argeș.

d. Lacuri în formațiuni de sare, care apar prin prăbușirea tavanului unor mine de sare. În România, se întâlnesc la Sovata (Ursu, Aluniș, Negru) sau în arealul unor ocne de sare părăsite (Ocna Sibiului, Ocna Mureșului, Ocnele Mari, Turda, Telega ș.a.).

e. Lacuri clastocarstice, răspândite în depozitele loessoide. La noi sunt cunoscute sub numele de „crovuri” sau „padine” (Ianca, Plopu, Movila Miresii, Colțea, Ciocile, Tătaru ș.a.).

5. Lacurile rezultate în urma acțiunii vântului sunt formate prin acumularea apelor în depresiunile dintre dunele de nisip. Ca urmare a faptului că astfel de fenomene au loc cu precădere în zonele deșertice cu umiditate deficitară, astfel de lacuri sunt în număr mai redus, dar apar în deșerturile Namib și Kalahari din Africa și în Australia. În România, astfel de lacuri se întâlnesc în zona de dune dintre Calafat și Rast, areal care n-a fost îndiguit.

6. Lacurile rezultate din acțiunea organismelor și a omului. Apar în văile unor râuri cu pantă mică sau în regiunile de turbă, frecvente în ținutul tundrei din Canada și din Rusia. Pe unele văi din Suedia, Canada și SUA, ele se pot forma în spatele unor baraje formate de castori.

Lacurile antropice, rezultate prin bararea unor râuri din necesitatea omului de a gospodări mai bine resursele de apă, care au încetat a mai fi inepuizabile. Numărul acestora este foarte mare, fiind în evidența mondială peste 4 000 de lacuri cu un volum de peste 1 milion m³. Pe state, cel mai mare număr de lacuri de acumulare (1 350) se află în SUA, după care urmează Rusia și statele desprinse din fosta URSS cu peste 400.

Morfologia și morfometria lacurilor

Desigur că marea diversitate a genezei cuvetelor lacustre determină și o gamă variată de morfologii ale reliefului acestora. Orice cuvetă lacustră se individualizează printr-o zonă de țărm și una de adâncime.

În regiunea de țărm, deosebim:

- malul ca parte a uscatului care înconjoară lacul;
- țărmul ca fiind arealul de contact dintre uscat și apă, care este în continuă modificare (fig. 94). El este constituit dintr-o parte uscată, una inundabilă care este acoperită cu apă numai la niveluri maxime și una subacvatică acoperită permanent. Bancurile de nisip litoral sunt constituite din material fin purtat și depus de valuri.

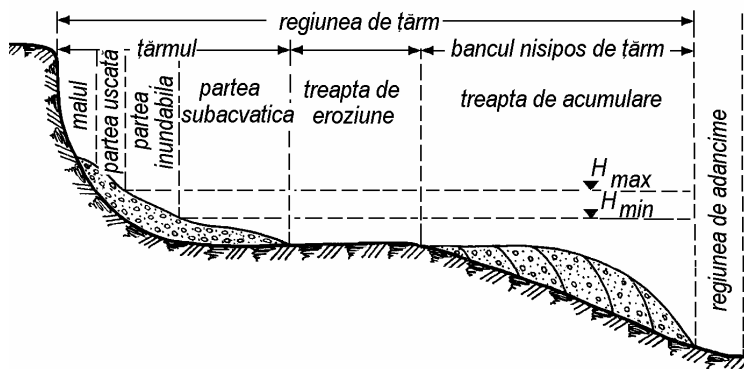


Fig. 94. - Profil transversal prin regiunea de țărm a unui lac
(după Pișota, Buta, 1983).

Zona de adâncime se caracterizează printr-un relief sublacustru, cu mult mai uniform ca în cazul țărmului. Orice cuvetă lacustră se caracterizează însă printr-o serie de elemente morfometrice, dintre care remarcăm:

Suprafața lacului (S_l) este arealul ocupat de oglinda apei și care se poate determina cu ajutorul planimetrului. Desigur că suprafața oglinzii

apei poate varia de la un anotimp la altul, în funcție de nivelul apei, astfel încât va fi mare la inundații și mai redusă la niveluri minime.

Lungimea lacului (L) reprezintă distanța dintre punctele extreme ale cuvetei lacustre, măsurată pe axa lacului.

Lățimea lacului (l_{med}) se calculează ca raport între suprafața (S_l) și lungimea lacului (L).

$$l_{med} = S_l / L$$

Se mai folosește și *lățimea maximă*, ca fiind distanța dintre cele mai îndepărtate puncte opuse pe lățime și *lățimea minimă* ca distanța dintre cele mai apropiate puncte de pe malurile opuse.

Sinuozitatea liniei de țărm depinde de lungimea perimetrului (P) și de forma lacului. Ca și în cazul bazinelor hidrografice, pentru coeficientul de formă se pot folosi mai multe formule.

Volumul lacului (V) sau cantitatea de apă stocată în cuveta lacului, se poate determina, cunoscând suprafața dintre izobate ($F_1, F_2, F_3, \dots, F_n$) și diferențele de nivel ($h_1, h_2, h_3, \dots, h_n$) dintre acestea.

$$V = (F_1 + F_2) h_1 / 2 + (F_2 + F_3) h_2 / 2 + \dots (F_{n-1} + F_n) h_{n-1} / 2 + (F_n h_n) / 2.$$

Adâncimea medie (h_{med}) rezultă prin raportul dintre volumul (V) și suprafața lacului (S_l).

$$h_{med} = V / S_l$$

Se mai folosește și *adâncimea maximă* ca fiind cea mai mare adâncime pe care o are lacul analizat.

Forma lacurilor este un element important legat, în principal, de originea cuvetei lacustre. Astfel, lacurile glaciare, cele situate în doline și cele din cratere vulcanice au o formă rotundă. Lacurile de, origine eoliană sunt semicirculare, cele instalate în grabene sunt alungite, iar cele care ocupă periferia glaciației continentale au forme neregulate. După forma cuvetei lacustre, pe baza unui coeficient rezultat prin raportul dintre adâncimea medie și cea maximă, Neumann deosebește trei categorii de forme lacustre: lacuri cu cuveta conică, care au un coeficient de 0,333, cu cuveta sinusoidală, cu 0,467 și elipsoidală, cu un coeficient de 0,666.

Dinamica apelor din lacuri

Mișcarea apei lacurilor depinde de mărimea acestora și de factorii care acționează asupra masei de apă. În cazul lacurilor mici, un rol important în mișcarea apei și a gradului de primenire, revine volumului de apă care intră în lac prin afluenți și a celui care iese prin emisari. Pentru lacurile cu volum mare, mișcarea apelor din zona de

vărsare a afluenților este evidentă, în raport cu volumul de apă intrată; în multe cazuri, direcția curenților se poate urmări după diferența de turbiditate a apelor.

În afara mișcărilor provocate de intrările și ieșirile de apă din lacuri, un rol important îl are mișcarea maselor de aer la suprafața apei lacurilor. Vânturile dominante pot provoca mișcări ale maselor de apă uneori apreciabile. În Lacul Onega, de exemplu, vânturile dominante generează curenți de apă, care au viteze ce pot varia de la 0,03 la 0,48 m/s.

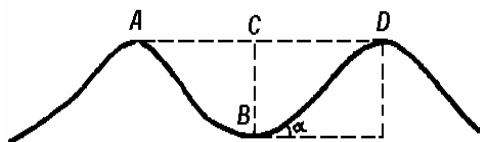
Valurile provocate de vânt reprezintă cea mai importantă mișcare a apei lacurilor. Mărimea lor depinde de intensitatea vântului și de suprafața lacurilor, fiind cazuri în care înălțimea valurilor poate ajunge la 6 m pe Lacul Baikal, 4 m pe Marile Lacuri Americane sau 2,5 m pe Lacul Onega. În cazul lacurilor cu suprafețe și adâncimi mari, valurile se pot propaga până la adâncimea de 40 m. Pe lacurile din România cu suprafețe mici, valurile au, de regulă, înălțimi sub 1 m la lacurile glaciare. Pentru lacurile mari din zona de câmpie și de pe litoral, la viteze maxime ale vântului, valurile nu depășesc 1,5 m (P. Gâțescu, 1963).

La un val, deosebim mai multe elemente care-l caracterizează:

- creasta valului, ca fiind partea cea mai înaltă A și D, (fig. 95);
- talpa sau depresiunea valului, ca fiind partea cea mai joasă (B);
- lungimea valului, dată de distanța dintre cele două creste (C);
- panta valului, dată de unghiul (α), format de orizontală cu profilul valului.

Fig. 95. – Elementele unui val:

A și D – vârful sau creasta valului; B, talpa sau depresiunea valului; B-C, înălțimea valului; A-D, lungimea valului; α , panta valului.



Mișcarea apei prin valuri este importantă pentru efectele pe care le are asupra modificării liniei de țărm, a falezelor, asupra dinamicii proceselor de eroziune și de transport. Valurile au importanță și asupra stării de calitate a apei, în special prin procesul de oxigenare a apelor și de intensificare a proceselor de autoepurare a masei de apă din lacuri.

Seișele sunt mișcări oscilatorii ale suprafeței unui lac, cu durată variabilă, generate de schimbarea presiunii atmosferice, de vânturi sau seisme mici. La astfel de mișcări, oglinda lacului oscilează în jurul

unui ax, realizându-se o diferență de nivel între cele două maluri. Pe Lacul Baikal, de exemplu, s-au măsurat seîse cu perioada de 4 ore și 35 minute și cu variații de nivel de 5-7 cm. Pe Lacul Léman perioada seîselor este de 50 minute, iar diferența de nivel variază de la câțiva cm până la 20 cm (Pișota, 1995).

Bilanțul și regimul hidric al lacurilor

Pentru a studia bilanțul apei din lacuri, se impune a avea în vedere atât intrările, cât și ieșirile de apă din bazinul lacustru. Se au astfel în vedere, la intrări precipitațiile (P), alimentarea din râuri (R), din izvoare sau din subteran (I), iar la ieșiri evaporația (E), pierderile prin infiltrare (Z) și prin emisari (S). În felul acesta, ecuația de bilanț va avea forma:

$$P + R + I = E + S + Z$$

În funcție de rezultatul acestei egalități, vom avea trei categorii de lacuri:

Lacuri cu bilanț excedentar, situate în regiunea ecuatorială ca Victoria, Tanganyika, Nyassa, care se alimentează din precipitații peste 50%, iar pierderea se realizează, în principal, prin evaporare.

Lacuri cu bilanț deficitar, alimentate majoritar din surse pluviale din regiunile tropicale și semiaride (Aral, Marea Moartă) sau din surse nivale și glaciare.

Lacuri, cu bilanț constant sunt lacurile din climatul temperat continental, care în toate cele patru anotimpuri au un bilanț constant, cum sunt lacurile Onega, Léman, Balaton, Baikal etc.

Regimul hidric al apei lacurilor este sintetizat prin creșterile sau descreșterile de nivel și prin modul de variație al acestora în cursul anului. Acesta fiind legat, în primul rând, de precipitații și de regimul termic al regiunii, vom deosebi, în funcție de zonele climatice mai multe tipuri de variație:

Variațiile de nivel ale lacurilor din zona caldă, determinate de precipitațiile bogate și de temperaturile ridicate în tot timpul anului, cum se întâlnește în cazul Lacului Victoria, alimentat în proporție de 86% din ploile ecuatoriale. Amplitudinea nivelurilor este, în acest caz, de numai 20cm cu un minim în perioada de toamnă și un maxim primăvara. Alte lacuri din zona caldă, ca Ciadul, au nivelul maxim în luna decembrie și cel minim în luna iulie, când suprafața lacului se reduce cu 50% la diferențe de nivel de 1,5 m (Pișota, 1995). Variații mari de nivel au lacurile din zonele aride din Deșertul Kalahari, Australia, deoarece prin secarea râurilor care le alimentează rămân fără surse de alimentare.

Variațiile de nivel ale lacurilor din zona temperată au alimentare pluvio-nivală, nivo-pluvială sau chiar nivo-glaciară. Astfel, iarna nivelul acestor lacuri este scăzut, cu o creștere și niveluri maxime în perioada de primăvară, un al doilea minim vara și cel de al doilea maxim secundar toamna. Astfel de regim se întâlnește la lacurile Balaton din Ungaria, Baikal din Rusia, sau Babadag și Balta Albă din România.

Variațiile de nivel ale lacurilor din câmpiile situate la limita zonelor reci urmăresc variațiile termice ale regiunii și au cel mai ridicat nivel primăvara (Winnipeg, Ladoga, Onega).

Regimul termic al apei lacurilor

Regimul termic este legat de condițiile climatice, dar un rol important îl au și gradul de salinitate, alături de forma cuvetei lacustre și de curenții de apă. Temperatura apei este determinată de temperatura aerului cu variațiile ei diurne, anotimpuale și anuale. La lacurile de munte, Bucura din Retezat, de exemplu, amplitudinile diurne sunt de 4-5°C. În zona temperată, lacurile prezintă fenomenul de înghețare, iar valorile maxime ajung la 19°C pe Lacul Baikal. În România, temperaturile maxime ajung la 20°C pe Lacul Roșu, 28°C pe Lacul Snagov și 30°C în cazul Lacului Razim.

De reținut este faptul că procesul de încălzire a apei lacurilor începe de la suprafață spre fund și în lipsa curenților de convecție, în timp, se realizează o stratificație termică.

Vara se observă o *stratificație termică directă* cu cele mai ridicate temperaturi la suprafață și cele mai mici la fund, până la +4°C. În lacurile din zona intertropicală acest fenomen este prezent tot anul (fig. 96A).

Iarna, de exemplu, lacurile au o *stratificație termică inversă*, cu temperaturi de 0°C la suprafață și +4°C la adâncimea maximă. Lacurile din zonele reci ale globului au acest tip de stratificație aproape tot anul (fig. 96B).

În anotimpurile de trecere, deci primăvara și toamna, din cauza mișcărilor de convecție apa se amestecă și ajunge la aceeași temperatură, fenomenul fiind cunoscut sub numele de *homotermie* (fig. 96C). După anotimpul în care se produce această omogenizare, se întâlnește homotermie de primăvară și de toamnă.

La lacurile sărate se întâlnește fenomenul de *mezotermie*, adică existența unui strat de apă mai cald între două straturi cu temperaturi mai scăzute, cum se întâlnește la Lacul Ursu de la Sovata sau la Lacul Dulce de la Telega. Sunt și o serie de lacuri la care se întâlnește un

strat de apă mai rece între două straturi mai calde, fenomenul purtând denumirea de *dichotermie*.

Regimul termic al lacurilor din zona climatului temperat continental este direct legat de variația temperaturii aerului în decursul celor patru anotimpuri.

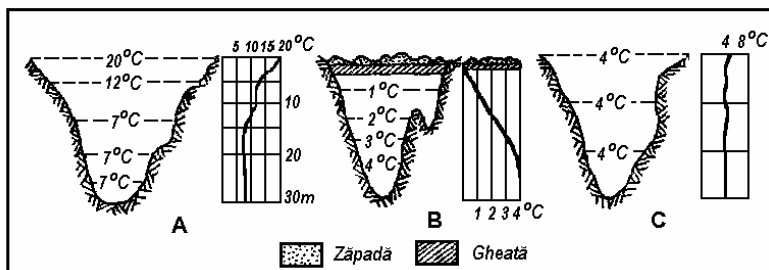


Fig. 96. - Stratificație termică directă (A); inversă (B); homotermie (C).

În acest sens, vom deosebi:

Perioada încălzirii de primăvară, cu acumulare a energiei solare în masa de apă, în condițiile stratificației inverse generează o dinamică verticală și orizontală până se ajunge la homotermia de primăvară, când întregul volum de apă are aceeași temperatură.

Perioada încălzirii de vară se realizează pe fondul unei creșteri a temperaturii apei din orizonturile superioare, care prin conductibilitate termică se transmite la cele inferioare, ducând în final la o stratificație directă, când cele mai ridicate temperaturi sunt la suprafața apei și cele mai coborâte la fund. Lacurile cu adâncimi de peste 80 m au o stratificație directă, în orizonturile inferioare menținându-se temperaturile de +4°C din perioada de primăvară.

Perioada răcirii de toamnă este determinată de scăderea temperaturii aerului, prin care se face trecerea de la stratificația directă la homotermia de toamnă.

Perioada răcirii de iarnă se caracterizează prin pierdere de energie calorică și trecerea de la homotermie la stratificația inversă. În concluzie, în climatul temperat-continental se remarcă existența a două tipuri de stratificații termice, una directă vara și alta inversă iarna și două homotermii având deci lacuri *dimictice*.

În *climatul temperat-oceanic*, lacurile au tot timpul anului o temperatură mai mare de +4°C, cu o stratificație directă în sezonul cald și cu o homotermie în cel rece. Din acest punct de vedere, aceste lacuri sunt *monomictice calde*.

În climatul rece, regimul termic al lacurilor este determinat de durata mare a sezonului rece care dă o stratificație termică inversă, fiind, din acest punct de vedere, în categoria lacurilor *monomictice reci*. Unele lacuri suprasărate din Antarctica nu îngheață, ele alcătuind grupa lacurilor *amictice*.

În climatul intertropical, variațiile temperaturi aerului sunt foarte reduse și ca urmare lacurile au o stratificație termică directă și se încadrează în categoria lacurilor *oligomictice*.

Regimul de îngheț și dezgheț

Ca în orice masă de apă, procesul de îngheț are loc ca urmare a scăderii temperaturii aerului și a proprietăților chimice ale apelor. Procesul începe cu formarea celor de gheață, apoi cu gheață la mal și în final cu pod de gheață, care poate acoperi întreaga suprafață a lacului. Grosimea podului depinde de durata temperaturilor negative și de mărimea acestora. În funcție de origine și de structură, putem deosebi gheață cristalină și transparentă, grăunțoasă, stratificată.

Durata podului de gheață variază în funcție de latitudine și de altitudinea la care se găsesc lacurile. Astfel, în zona climatului rece, durata de îngheț a lacurilor poate ajunge la 9–10 luni, în timp ce în zona temperată această perioadă se poate reduce la 3–4 luni. În România, la peste 1 500 m altitudine, apa lacurilor poate sta sub gheață 6–7 luni, în timp ce la câmpie numai 1–2 luni (fig. 97).

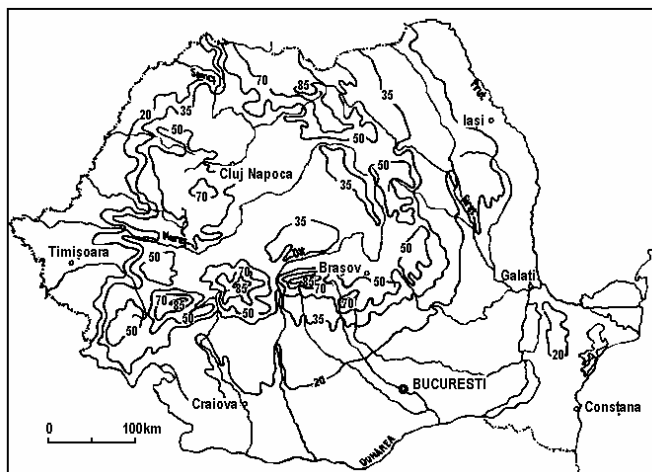


Fig. 97. - Durata, în zile, a podului de gheață pe lacurile din România (după *Geografia României, I, Geografia fizică*, 1983).

Dezghețul se declanșează după trecerea temperaturilor aerului peste 0°C , când începe topirea zăpezii și apoi a gheții care devine mai întâi poroasă, apoi se sparge în sloiuri purtate de valuri, care ajută la procesul de topire.

Însușirile fizico-chimice ale apei lacurilor

Dintre însușirile fizice ale apei lacurilor, se impune a remarca transparența și culoarea.

Transparența este o însușire importantă, deoarece de mărimea ei depinde adâncimea până la care poate pătrunde lumina solară în masa de apă. Ea depinde, la rândul ei, de dinamica apei din lac, de gradul de încărcare cu materii organice sau minerale în suspensie și chiar de modul de alimentare a lacului. Astfel, în cazul lacurilor alimentate de râuri, transparența acestora depinde de regimul scurgerii solide, cu maxim de turbiditate în perioada apelor mari de primăvară și a viiturilor, când transparența va fi minimă din cauza aluviunilor în suspensie.

Transparența relativă este adâncimea până la care se observă discul Secchi de culoare albă, cu diametrul de 30 cm. Transparența relativă este mică (0,2–0,3 m) la lacurile cu apa tulbure și mare la cele cu apa limpede și curată. De exemplu, la Lacul Baikal transparența maximă ajunge la 42 m, la Lacul Galeș din Munții Retezat la 9,2 m, la Lacul Sfânta Ana la 4,5 m.

Culoarea apei lacurilor este dată de cantitatea substanțelor minerale, organice și chimice, fiind un element foarte important pentru aprecierea stării de calitate a apei lacurilor. Culoarea se apreciază cu scara de nuanță a culorilor, bazată pe combinarea sulfatului de cupru amoniacal, de culoare albastră, cu cromatul neutru de potasiu de culoare galbenă.

Chimismul lacurilor este dat de suma anionilor și a cationilor dizolvați în apă, ca și de o serie de substanțe chimice care se formează chiar în lac, prin descompunerea mâlurilor sau a substanțelor organice. Chimismul lacurilor din regiunile cu bilanț hidric deficitar se modifică substanțial în timp, prin procesele de evaporare și de creștere a concentrației în săruri.

După gradul de mineralizare, deosebim lacuri cu apă dulce și lacuri cu apă sărată.

Lacurile cu apă dulce au un grad de mineralizare mai mic de 1 000 mg/l. Ele se întâlnesc în regiunile cu bilanț pluviometric excedentar, cu o primenire a masei de apă. De exemplu, lacurile glaciare din Carpații românești (Zănoaga, Bucura, Câlcesu, Bâlea,

Capra) au un grad de mineralizare mai mic de 50 mg/l. Tipul hidrochimic de bază este cel bicarbonatat calcic și uneori sodic sau magnezian. Pentru acest tip, se observă o creștere a gradului de mineralizare proporțional cu scăderea altitudinilor, astfel încât dacă pe cele mai înalte culmi ale Carpaților gradul de mineralizare este între 50 și 100 mg/l, la câmpie valorile ajung la 850 mg/l.

Lacurile cu apă sărată se împart și ele după gradul de mineralizare în lacuri cu apă salmastră și lacuri cu apă sărată.

Lacurile salmastre sunt cele care au o salinitate cuprinsă între 1 și 25 gr/l, sau mai precis 24,7gr/l, valoarea fiind aceea la care apele au temperatura densității maxime și temperatura de îngheț la $-1,33^{\circ}\text{C}$ (Pișota, 1995).

Lacurile sărate au un grad de mineralizare mai mare de 25 gr/l. Astfel de lacuri sunt, de regulă, situate în regiuni aride cu un bilanț pluviometric deficitar. Cele mai sărate ape se întâlnesc la Marea Moartă, cu o suprafață de 940 km^2 , care are la adâncimea maximă o salinitate de 400 g/l, la adâncimea de 150 m are 325 g/l, iar la 50 m are 288 g/l. Lacul Acituz din Turcia are 428 g/l, iar Marele Lac Sărat din SUA are 266,5 g/l. În România, Lacul Movila Miresii are o salinitate de 137 g/l, Lacul Sărat Brăila 83,9 g/l și Techirghiol 95,5 g/l. În aceeași categorie intră și lacurile cantonate în masivele de sare sau în vechi mine de sare părăsite, care au un mare grad de salinitate. Intră aici Baia Miresii de la Slănic Prahova cu 317 g/l, Lacul Ursu de la Sovata cu 260 g/l, Lacul Sărat de la Ocna Dejului cu 260 g/l.

Dacă avem în vedere concentrația anionilor și a cationilor din masa de apă, putem deosebi următoarele categorii de lacuri:

Lacuri bicarbonatate situate în areale cu umiditate excedentară în care predomină ionul bicarbonic HCO_3^- cum sunt, de exemplu, Lacul Léman, Baikal ș.a. În România, intră în această categorie toate lacurile din zona de munte.

Lacuri sulfatate se găsesc în regiuni cu ariditate mare, gradul lor de salinitate fiind legat de gradul mare de evaporare a apei în raport cu intrările în bazinul lacustru.

Lacuri clorurate se întâlnesc în regiunile aride și semiaride și au o salinitate mare (Marele Lac Sărat, Marea Moartă ș.a.).

Gazele din apa lacurilor variază în funcție de solubilitatea apei, de temperatură și de salinitate.

Oxygenul (O_2) din apa lacurilor provine din atmosferă și din fotosinteza plantelor acvatice. Cantitatea de oxigen este mai mare în orizontul superficial și scade spre adâncime, fiind invers proporțională

cu distribuția temperaturii și a salinității, adică cu cât acestea au valori mai mari, cu atât cantitatea de oxigen este mai mică. Faptul presupune că iarna cantitatea de oxigen este mai mare în comparație cu vara. În Lacul Baikal, de exemplu, oxigenul de la suprafață este 11,5 mg/l, iar la adâncimea maximă de 9,5 mg/l.

Dioxidul de carbon (CO_2) este răspândit în toată masa de apă, dar cantitatea lui crește de la suprafață spre adâncime. Acest gaz se pierde prin degajare în atmosferă și este consumat de fotosinteza plantelor acvatice.

Hidrogenul sulfurat (H_2S) rezultă din procesul de descompunere a materiilor organice și este frecvent în lacurile suprasărate sau sărate, cum este Marea Moartă care, la 50 m adâncime, are 8–10 mg/l hidrogen sulfurat.

Sedimentele din lacuri

Ca orice masă de apă cu o anumită dinamică și apa din lacuri acționează în mișcarea ei asupra fundului și a malurilor. Interacțiunea apă–uscat în zona țărmului are ca rezultat un proces de eroziune a malurilor și de antrenare în apa lacului a particulelor fine de materiale minerale și organice. Alteori, când masa de apă este foarte agitată din cauza vântului, la adâncimile mici sunt antrenate și aluviunile depuse pe fundul lacului. Toate aceste aluviuni în suspensie rezultate din maluri și de pe fundul lacului alcătuiesc *aluviunile autohtone*.

În afara acestora, la lacurile care sunt alimentate de artere hidrografice întâlnim și *aluviuni alohtone* aduse din bazinul de recepție al acestora. În acest caz, se remarcă faptul că gradul de încărcare cu aluviuni a rețelei tributare are un mare rol în definirea transparenței, a gradului de turbiditate și chiar a ritmului de colmatare.

Din acest punct de vedere, se impune a reliefa o serie de diferențieri teritoriale în ceea ce privește ritmul de colmatare. Lacurile artificiale, de exemplu, construite în arealul montan, unde gradul de încărcare a cursurilor cu aluviuni este mic au și ritmul de colmatare mai mic. În schimb, în regiunea subcarpatică, unde turbiditățile medii depășesc 10–25 g/l ritmul de colmatare este rapid. În această situație se găsesc lacurile de acumulare, construite în zona subcarpatică pe râul Argeș care a avut reduceri mari ale volumului util într-un timp foarte scurt. Lacul Pitești de pe Argeș, de exemplu, a fost colmatat în proporție de 75% în primii patru ani după construire. Este evident că astfel de investiții sunt total ineficiente, iar lucrările de decolmatare foarte costisitoare. În astfel de lacuri, colmatarea începe de la gura de

vărsare a afluentului, unde se depun cele mai grosiere materiale, cele fine fiind uniform distribuite în masa de apă a lacului.

Ritmul de depunere a materialelor în suspensie pe fundul lacului, depinde de diametrul particulelor și de starea de agitație a apei din lac. În lacurile cu dinamică slabă, când apele sunt liniștite, ritmul de depunere este mai mare. În felul acesta, pe fundul lacului se realizează o pătură de mâl din materiale foarte fine de origine organică sau minerală și care conțin 80% apă. Proporția de materiale organice și minerale depinde de condițiile fizico-geografice în care se găsesc lacurile. Lacurile glaciare din Carpați, de exemplu, cu temperaturi și mineralizare redusă au mâluri formate în proporție de 90% din substanțe minerale. În schimb, în regiunile joase, în lacurile care au floră și faună bogată, în apele lor 70–80% din sedimente sunt de origine organică și numai 20–30% din sedimente sunt de origine minerală.

În anumite situații, cum este cazul Lacului Techirghiol și Amara, aceste mâluri au o mare cantitate de resturi de materii organice care suferă o serie de procese fizico-chimice și se transformă în nămoluri pelogene sau sapropeluri (sapro=putred; pelos=mâl). În Lacul Techirghiol aceste mâluri se întind pe o suprafață de 98,6 ha, sunt de culoare măsliniu-cenușie, cu aspect gelatinos și au o mare valoare terapeutică. Prin toate procesele de depunere, se realizează în timp un proces de colmatare a lacurilor și de reducere a volumului lor de apă. La această acțiune contribuie și vegetația care se dezvoltă începând de la mal spre interior, diferențiată în funcție de adâncime. Astfel, se realizează și o zonare, începând cu rogoz la margine, apoi trestie sau papură, nuferi, brădiș și vegetație subacvatică spre partea centrală a lacului.

Lacurile din România

Deși statisticile arată că numărul lacurilor naturale și antropice din România este în jur de 4 000, cifra lor este în continuă dinamică prin realizarea de noi lacuri și iazuri, în special în regiunea de câmpie. Clasificarea acestor lacuri s-a făcut în concordanță cu caracteristicile lor, care sunt legate de marile unități de relief. În acest sens, deosebim:

Lacuri de munte, care au un grad redus de mineralizare, dimensiuni mici și temperaturi scăzute ale masei de apă. Lacurile naturale din regiunea de munte sunt, la rândul lor, de mai multe feluri:

a. *Lacurile glaciare*, care se află la peste 1 700m în văile și circurile glaciare formate în timpul glaciației cuaternare. În Carpații românești există circa 183 de lacuri glaciare, dintre care 160 în Carpații Meridionali și 23 în Munții Rodnei și în Carpații Orientali. Cel mai mare lac glaciar este Lacul Bucura de 8,8 ha și cel mai adânc

Zănoaga de 29 m. Dintre cele mai importante lacuri glaciare, menționăm: Bistra, Netiș, Pietrele Albe în munții Țarc Godeanu, Bucura, Zănoaga, Tăul Negru, Galeș, Peleaga în Munții Retezat, Tăul fără Fund și Călcescu în Parâng, Iezerul Mare în Cindrel, Capra, Bâlea, Podragu, Urlea în Făgăraș, Lala Mare, Buhăescu și Pietrosul în Rodnei (Pișota, 1 983).

b. Lacurile vulcanice sunt reprezentate doar de Lacul Sf. Ana din Carpații Orientali, situat la altitudinea de 950 m, cu o suprafață de 19,6 ha și o adâncime de 7m.

c. Lacurile de baraj natural se formează prin bararea unor cursuri de apă, ca urmare a unor alunecări de teren. Astfel, s-a format Lacul Roșu prin bararea cursului superior al râului Bicăz de pe versantul vestic al Masivului Ucigașu. Are o suprafață de 12,7 ha și o adâncime maximă de 10,5 m.

d. Lacuri situate pe relief calcaros, cum sunt Râtu Ponor și Vărășoia din Munții Apuseni și Corongiș din Munții Rodnei.

Lacuri de deal și de podiș, larg răspândite în formațiunile geologice ușor solubile, cum este calcarul, sarea și gipsul.

a. Lacurile carstice, formate în depresiuni carstice și pe fundul dolinelor impermeabilizate în mod natural cu argile. Unele au *caracter temporar*, datorită intensei circulații pe verticală a apelor. Din această categorie fac parte lacurile Zătonul și Gornovița din Podișul Mehedinți. Dintre *lacurile permanente*, menționăm Balta din Podișul Mehedinți, Ighiu din bazinul Ampoiului.

b. Lacurile pe masive de sare sunt formate prin dizolvarea formațiunilor salifere sau prin prăbușirea tavanului unor mine. Dintre cele mai importante remarcăm lacurile Ursu, Aluniș, Negru, Verde, Roșu de la Praid – Sovata, lacurile de la Ocna Mureș, Ocnele Mari ș.a.

c. Lacuri pe formațiuni de gips apar prin dizolvarea acestei formațiuni, cum este lacul Învârtita de la Nucșoara din județul Argeș cu o suprafață de 2,2 ha și o adâncime de 4,75 m (Pișota, 1995).

Lacuri de câmpie sunt cele mai numeroase, dar și mult diferite ca geneză, în funcție de care deosebim:

a. Lacuri de luncă, aflate în număr mare în Lunca și în Delta Dunării, ca și în luncile Prutului, Siretului, Oltului, Jiului, Mureșului. Lunca Dunării avea înainte de îndiguire un număr mare de lacuri, dar după această acțiune au mai rămas doar porțiuni din lacurile Bistrețu, Suhaia, Ulmeni, Călărași. În Delta Dunării, mai importante sunt: Fortuna, Gorgova, Lumina, Roșu, Puiu etc. În lunca Prutului este Lacul Brateș, în cea a Siretului – Tălăbasca, Măxineni și Puturosu, în a Oltului – Viespele și Gâlmele, în cea a Jiului – Teascu, Rojiștea, iar în cea a Mureșului – Zăbrani.

b. Limanurile fluviatile sunt formate prin bararea gurilor de vărsare a unor afluenți secundari se găsesc pe stânga Dunării: Gârlița, Oltina, Beilic și Limpezișu; pe stânga Buzăului: Coștei, Jirlău, Căineni și Balta Albă și în cursul inferior al Ialomiței: Snagov, Căldărușani, Fundata, Amara, Strachina.

c. Lacurile litorale sunt formate prin bararea unor lagune (Razim, Golovița, Zmeica, Sinoie, Siutghiol), sau a gurilor de vărsare a unor râuri (Agigea, Techirghiol, Mangalia).

d. Lacurile clastocarstice se formează din tasarea depozitelor loessoide din Bărăganul Central (Ianca, Plopu, Tătaru, Ciocile), din Câmpia Mostiștei (Pasărea, Zboi, Vlasia), sau din Câmpia Banatului (Satchinez și Ivanda).

e. Lacurile de baraj eolian sunt situate între dune și alimentate de apa din precipitații (Lacul cu Trestie, Balta Cerna, Balta Belia, sau formate prin separarea de către dune a unor bălți din Lunca Dunării, cum este complexul lacustru Manginița (Pișota, 1995).

Lacurile artificiale

Sunt formate sub acțiunea factorului uman din necesitatea de a gospodări mai bine resursele de apă inegal repartizate în timpul anului și în teritoriu. Ele sunt de mai multe tipuri:

Lacuri de interes hidroenergetic, amenajate, de regulă, în regiunile de munte, unde energia de relief este mare și resursele de apă bogate. Din această categorie fac parte Porțile de Fier I și II, Vidra, Mălaia și Brădișor de pe Lotru, Izvorul Muntelui de pe Bistrița, Vidraru de pe Argeș, Fântânele și Tarnița de pe Someșul Cald, Oașa de pe Sebeș ș.a.

Iazurile sunt construite în regiunea de câmpie pentru irigații și piscicultură. Sunt foarte răspândite în Câmpia Moldovei, a Transilvaniei și în Câmpia Română.

Heleșteiele sunt mici ochiuri de apă, de regulă dreptunghiulare, formate în jurul așezărilor și folosite pentru piscicultură. În cea mai mare parte sunt alimentate de apele freatice Cefa, Tămășda, Inand, Homorod în Câmpia de Vest, Comișani, Malul Roșu, Bilciurești, Broșteni din bazinul Ialomiței, Nucet din bazinul Argeș etc.

Lacurile formate în ocne părăsite se găsesc în regiunile cu formațiuni salifere și au suprafețe mici, dar adâncimi mari, cum sunt: Avram Iancu, Ocna Pustie, Ocnița, Brâncoveanu de la Ocna Sibiului; Gavrilă, Bătrân, Tăul fără fund de la Ocna Șugatag; Ocnei, Sulfuros și Carolina de la Turda; Doftana, Stăvrică și Palada de la Telega; Baia Miresii și Baia Verde de la Slănic Prahova (Pișota, 1995).

BIBLIOGRAFIE

- Ambroise, B. (1998), *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant*. Processus, Facteurs, Modèles, Tempus, Edition HGA, Bucarest.
- Arghiriade, C. (1977), *Rolul hidrologic al pădurii*, Editura Ceres, București.
- Bălțeanu, D. (1982), *Învelișul de gheață al Pământului*, Editura Științifică și Enciclopedică, București.
- Cosanday, Claude, Robinson, M. (2000), *Hydrologie continentale*, Armand Colin, Paris.
- Diaconu, C. (1971) *Probleme ale scurgerii de aluviuni a râurilor României*, Studii de hidrologie, XXXI, București.
- Diaconu, C. (1988), *Râurile de la inundație la secetă*, Editura Tehnică, București.
- Diaconu, C., Lăzărescu, D. (1965), *Hidrologia*. Manual pentru școlile tehnice, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Diaconu, C., Pașoi, I., Mocanu, Iuliana, Constantinescu, Anca, (1997), *Instrucțiuni pentru stațiile și serviciile hidrologice. Debite de apă și aluviuni*. Institutul Național de Meteorologie și Hidrologie, București.
- Drobot, R. (1990), *Hidrologie. Teoria sistemelor și modelare matematică*, Institutul de Construcții București.
- Gâștescu, P. (1963), *Lacurile din R. P. R. Geneză și regim hidrologic*, Editura Academiei R.P.R., București
- Gâștescu, P. (1969), *Lacurile pe glob*, Editura Științifică, București.
- Gâștescu, P. (1971), *Lacurile din România. Limnologie regională*, Editura Academiei R.S.R., București.
- Gâștescu, P. (1990), *Fluviile Terrei*, Editura Sport Turism, București.
- Gâștescu, P. (1998), *Hidrologie*, Editura Roza vânturilor, Târgoviște.
- Grecu, Florina (1997), *Gheață și ghețari. Introducere în glaciologie*, Editura Tehnică.
- Lambert, R. (1996), *Géographie du cycle de l'eau*, Presses Universitaire du Mirail, Toulouse.
- Lvovici, M. I. (1979), *World Water Resources – Present and Future*, GeoJournal, 3. 5.
- Miță, P. (1986), *Temperatura apei și fenomenele de îngheț pe cursurile de apă din România*, Studii și cercetări, Hidrologie, Institutul de Meteorologie și Hidrologie , București.

- Moraru, T., Pișota, I., Buta, I. (1962), *Hidrologia generală*, Editura Didactică. și Pedagogică, București.
- Newson, M. (1994), *Hydrology and the River Environment*, Clarendon Press, Oxford.
- Pișota, I. (1995), *Hidrologie*, Editura Universității, București.
- Pișota, I., Buta, I. (1983), *Hidrologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Preda, I., Marosi, P. (1971), *Hidrogeologie*, Editura Didactică. și Pedagogică, București.
- Roșca, D. (1959), *Hidrologia agricolă*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Savin, C. (1996), *Dicționar științific poliglot*, Editura Tipored, București.
- Sorocovschi, V., Buta, I. (1994), *Hidrometrie, (măsurători și calcule hidrologice)*, Universitatea „Babeș - Bolyai”, Cluj-Napoca.
- Strahler, A.N. (1973), *Geografia fizică*, Editura Științifică, București.
- Ujvari, I. (1959), *Hidrografia R.P.R.*, Editura Științifică, București.
- Ujvari, I. (1972), *Geografia apelor României*, Editura Științifică, București.
- Vladimirescu, I. (1978), *Hidrologie*, Editura Didactică și Pedagogică, București.
- Zaharia Liliana, (1999), *Resursele de apă din bazinul râului Putna. Studiu de hidrologie*, Editura Universității din București.
- Zăvoianu, I. (1978), *Morfometria bazinelor hidrografice*, Editura Academiei, București.
- Zăvoianu, I. (1988), *Râurile – bogăția Terrei*, Editura Albatros, București.
- Zăvoianu, I. (1999; 2002; 2005), *Hidrologie*, Editura Fundației România de Măine, București.
- x x x (1963), *Zona de vărsare a Dunării. Monografie hidrologică*, I.M.H., București.
- x x x (1967), *Dunărea între Baziaș și Ceatal Izmail. Monografie hidrologică*, I.M.H., București.
- x x x (1974), *International Glossary of Hydrology*, UNESCO, WMO / OMM / BMO – N0. 385.
- x x x (1971), *Râurile României (monografie hidrologică)* I.M.H., București.
- x x x (1978), *World Water balance and water resources of the Earth*, U.S.S.R., Committee for the International Hydrological Decade, UNESCO, Moskva.
- x x x (1983), *Geografia României, I, Geografia fizică*, Editura Academiei R.S.R., București.

Redactor: Adela DEAC
Tehnoredactor: Cornelia PRODAN
Florentina STEMATE
Mihaela STOICOVICI
Coperta: Stan BARON

Bun de tipar: 29.11..2006; Coli tipar: 16
Format: 16/61×86

Editura Fundației *România de Măine*
Bulevardul Timișoara, nr. 58, Sector 6,
Telefon/Fax: (021)444 20 91; www.SpiruHaret.ro